



**Caractérisation métallogénique et structurale de la minéralisation aurifère
des gisements Triangle et Cheminée No. 4, Val-d'Or, Abitibi, Québec**

PAR
JULIEN DUBÉ
B. Ing.

**MÉMOIRE PRÉSENTÉ À L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI COMME EXIGENCE
PARTIELLE DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE**

QUÉBEC, CANADA

© Julien Dubé, 2018

RÉSUMÉ

Les gisements Triangle et Cheminée No. 4 font partie du projet Lamaque-Sud détenu à 100% par Eldorado Gold Corp. depuis juillet 2017. Ceux-ci sont associés à un vaste système hydrothermal, incluant le gisement Sigma-Lamaque (~10,4 Moz Au) qui est situé au nord (± 2 km) de la Faille de Larder Lake - Cadillac. Selon l'étude économique préliminaire du projet Lamaque, publié en mai 2017, les gisements Triangle et Cheminée No. 4 contiennent des ressources indiquées de 1,51 Moz Au à 9,13 g/t Au, basées sur une teneur de coupure de 5 g/t Au.

Ces gisements sont encaissés dans les roches volcaniques et volcanoclastiques de la Formation de Val-d'Or (2702 \pm 2 Ma à 2704 \pm 2 Ma) et par des intrusions de compositions variées (diorite – gabbro). Le gisement Triangle est spatialement associé à une cheminée multiphasée calco-alkaline de composition dioritique alors que le gisement Cheminée No. 4 est plutôt associé à une cheminée tholéitique de composition gabbroïque. Les datations U-Pb sur zircons magmatiques obtenus dans cette étude pour les diorites leucocrates (2684 \pm 1,2 Ma), intermédiaire (2685 \pm 0,9 Ma) et mélanocrate (âge minimal de 2680,1 \pm 4,0 Ma) qui composent la Cheminée Triangle s'inscrivent clairement dans le groupe des intrusions syntectoniques. Le gabbro de la Cheminée No. 4 a livré un âge de cristallisation U-Pb de 2693,2 \pm 4,7 Ma, indiquant qu'il s'agit d'une intrusion plus primitive associée au groupe des intrusions syntectoniques.

Néanmoins, dans ces deux gisements, la minéralisation est associée au même régime de déformation qui correspond à la phase principale de déformation en raccourcissement subhorizontale d'orientation nord-sud. La minéralisation s'est formée tardivement dans cet épisode de déformation comme en témoigne l'absence d'une superposition d'un épisode de déformation postérieure et les assemblages d'altération hydrothermale qui se superposent aux minéraux associés au métamorphisme régional. Dans le gisement Triangle, la minéralisation est principalement constituée d'un ensemble de veines de quartz – carbonate – tourmaline à texture typiquement laminée, d'épaisseur décimétrique à métrique, d'orientation est - ouest et de pendage modéré (± 50 à 65°) vers le sud. Ces veines sont logées au sein de zones de cisaillement fragile-ductile à mouvement inverse. Des veines d'extension d'étendue limitée sont présentes à leur bordure. À l'opposé, la minéralisation de la Cheminée No. 4 se présente principalement sous la forme d'amas de veines et veinules d'extension subhorizontales associées à des cisaillements discrets. Bien que ces cisaillements soient localement hôtes de veines aurifères, celles-ci montrent une texture typiquement bréchique qui diffère de la texture laminée documentée sur le gisement Triangle. Par ailleurs, l'assemblage minéralogique du réseau filonien aurifère développé sur les gisements Triangle et Cheminée No. 4 est identique et en tout point similaire à celui documenté dans le champ des filons à quartz-tourmaline-carbonate de Val-d'Or.

Les altérations hydrothermales sont subdivisées en deux types: proximale et distale. L'altération proximale est une empreinte visible marquée par le remplacement des minéraux ferromagnésiens, accompagnée d'une séricitisation, une carbonatation intense et l'introduction de sulfure (pyrite). Cette zone d'altération est habituellement distribuée de manière asymétrique dans les épontes directes des veines aurifères et prend une coloration rougeâtre à la Cheminée No. 4. L'altération distale est systématiquement distribuée de part et d'autre des veines aurifères. Cette zone d'altération est plutôt marquée par une chloritisation et une carbonatation faible à moyenne avec la présence locale de séricite.

Les travaux à partir de carottes de forages orientées ont permis de mieux comprendre la nature et la géométrie des intrusions et des zones minéralisées. L'étude pétrographique en lames minces a permis de définir les différentes unités lithologiques présentes et la minéralogie des veines aurifères et des altérations. La cartographie de galeries souterraines a aidé à mieux contraindre la chronologie des événements structuraux. Tous ces travaux combinés aux datations U-Pb de certaines phases intrusives ont permis de préciser la chronologie et les processus magmatiques, métamorphiques et hydrothermaux dans le but de démontrer comment la composition de deux encaissants de même géométrie en cheminée influence la forme de la minéralisation et modifie les échanges fluide-roche lors d'un même événement hydrothermal.

REMERCIEMENTS

J'aimerais tout d'abord remercier mes co-directeurs Réal Daigneault et Damien Gaboury. Réal, merci sincèrement pour ton encadrement, ton temps, tes conseils et nos nombreuses discussions. Damien, tes suggestions ont toujours été pertinentes et ton intérêt envers le projet a été grandement apprécié. Tu m'as amené à me dépasser et à donner le meilleur de moi-même. Votre mentorat a joué un rôle important dans mon développement personnel et je vous en suis grandement reconnaissant.

  galement, je ne peux passer sous le silence ma gratitude envers Hervé Thiboutot et Jacques Simoneau. C'est en grande partie grâce à Hervé, qui m'a proposé ce projet, que cette maîtrise a été rendue possible. Hervé et Jacques m'ont donné toutes les ressources (autant financière que mati  rielle), le temps et la confiance nécessaires pour mener à terme ce projet. Une mention spéciale à Luc Théberge, qui n'a jamais hésité à m'accorder de son temps et avec qui j'ai eu de nombreuses discussions géologiques. Je garde de très bon souvenir de mes étés passés à Val-d'Or avec l'équipe d'exploration chez Integra Gold et Eldorado. Je ne peux remercier tout le personnel individuellement, mais merci à tous !

Je tiens aussi à remercier Mike Hamilton pour l'excellence de ces travaux de datations U-Pb ainsi que ces nombreuses suggestions.

Un grand merci aux membres du module des sciences de la Terre à l'UQAC, mes remerciements s'adressent particulièrement à Edward Sawyer et Denis Côté. Bien évidemment, les encouragements et les bons moments passés avec mes amis m'ont permis de passer au travers de cette étape et d'apprécier mon passage à Chicoutimi.

Ma famille et mes parents m'ont encouragé à poursuivre des études supérieures et m'ont toujours appuyé. Mes parents m'ont appris à ne jamais abandonner et m'ont fait comprendre que nos efforts finissaient toujours par être récompensés. Je dois dire merci à mon père Benoît qui m'a fortement conseillé de faire une maîtrise et prodigué de nombreux conseils tout au long de la réalisation de ce projet.

L'aboutissement de cette maîtrise représente une étape importante dans le début de ma carrière professionnelle. Je suis infiniment reconnaissant envers toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à ce projet et qui m'ont permis de le mener à terme.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	ii
REMERCIEMENTS	ii
LISTE DES FIGURES	viii
LISTE DES TABLEAUX	xi
LISTE DES ANNEXES	xii
LISTE DES ABRÉVIATIONS	xiii
 CHAPITRE 1	
INTRODUCTION	14
1.1 Problématique	14
1.1.1 Gisement aurifère filonien et association avec les intrusions	14
1.1.2 Rôle passif/actifs exercé par les intrusions	14
1.1.3 Facteurs principaux influençant la géométrie des réseaux filoniens aurifères	15
1.1.3.1 Régime de contraintes et de déformation	16
1.1.3.2 Présence d'anisotropie	16
1.1.3.4 Chronologie de mise en place	18
1.1.4 Problématique spécifique – Les gisements aurifères Triangle et Cheminée No. 4	18
1.2 Objectifs	20
1.3 Méthodologie	21
1.3.1 Description de carottes de forages	21
1.3.2 Levé structural en surface	21
1.3.3 Levé géologique sous terre	22
1.3.4 Étude pétrographique	22
1.3.5 Analyses lithogéochimiques	23
1.3.6 Calculs des bilans de masse	23
1.3.6 Chimie minérale	23
1.3.7 Datation U-Pb	24
1.3.8 Structure du mémoire	24
1.4 Géologie régionale	25
1.5 Géologie locale	29
FIGURES DU CHAPITRE 1	33

CHAPITRE 2

CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES DES UNITÉS

LITHOLOGIQUES DU SECTEUR TRIANGLE – CHEMINÉE No. 4	44
2.1 Introduction.....	44
2.2 Tuf de Triangle	45
2.2.1 Pétrographie.....	45
2.2.2 Géochimie	46
2.3 Diorite porphyrique précoce	47
2.3.1 Pétrographie.....	47
2.3.2 Géochimie	48
2.4 Cheminée Triangle	49
2.4.1 Diorite leucocrate	50
2.4.1.1 Pétrographie.....	50
2.4.1.2 Géochimie	51
2.4.2 Diorite intermédiaire	52
2.4.2.1 Pétrographie.....	52
2.4.2.2 Géochimie	53
2.4.3 Diorite mélanocrate	54
2.4.3.1 Pétrographie.....	54
2.4.3.2 Géochimie	55
2.5 Gisement Cheminée No. 4.....	56
2.5.1 Gabbro	56
2.5.1.1 Pétrographie.....	56
2.5.2.2 Géochimie	58
2.6 Porphyre feldspathique «PF».....	59
2.6.1 Pétrographie.....	59
2.6.2 Géochimie	60
2.7 Géochimie des intrusions de la Cheminée Principale de la mine Lamaque.....	61
2.8 Comparaison des signatures géochimiques	62
2.9 Sommaire	63
FIGURES DU CHAPITRE 2	64

CHAPITRE 3

GÉOCHRONOLOGIE U-Pb	78
3.1 Introduction.....	78
3.2 Résultats.....	78
3.2.1 Diorite leucocrate	79

3.2.2 Diorite intermédiaire	79
3.2.3 Diorite mélanocrate	79
3.2.4 Gabbro	80
FIGURES DU CHAPITRE 3	81

CHAPITRE 4

ANALYSE STRUCTURALE DU SYSTÈME FILONIEN AURIFÈRE	88
4.1 Introduction.....	88
4.2 Description des fabriques et des éléments structuraux	88
4.2.1 Fabriques planaires.....	88
4.2.1.1 Litage (S_0)	88
4.2.1.2 Fabrique principale (S_p)	89
4.2.2 Fabrique linéaire.....	90
4.2.2.1 Linéation d'étirement (L_e)	90
4.3 Zones de cisaillement ductiles-fragiles et veines aurifères à pendage modéré	90
4.3.1 Gisement Triangle	91
4.3.2 Gisement Cheminée No. 4.....	93
4.4 Veines aurifères subhorizontales	95
4.4.1 Gisement Triangle.....	95
4.4.2 Gisement Cheminée No. 4.....	96
4.5 Relation entre les divers types de veines.....	97
4.6 Géométrie des zones aurifères C2 et C4.....	98
4.6.1 Méthodologie.....	98
4.6.2 Application sur les structures C2 et C4	99
4.6.3 Interprétation des résultats.....	100
4.7 Sommaire	102
FIGURES DU CHAPITRE 4	103

CHAPITRE 5

MINÉRALOGIE ET TEXTURE DES VEINES AURIFÈRES	115
5.1 Introduction.....	115
5.2 Minéralogie des veines aurifères	115
5.2.1 Minéraux de gangue	116
5.2.2 Phases métalliques	118
5.3 Textures des veines aurifères à pendage modéré.....	119
5.3.1 Veines laminées	119
5.3.2 Veines bréchiques.....	120

5.3.3 Mode de formation	121
5.4 Textures des veines aurifères subhorizontales	123
5.4.1 Mode de formation	123
5.5 Sommaire	125
FIGURES DU CHAPITRE 5	126

CHAPITRE 6

CARACTÉRISATION ET DISTRIBUTION DES ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES	134
6.1 Introduction	134
6.2 Minéralogie des assemblages d'altérations hydrothermales	135
6.2.1 Gisement Triangle	135
6.2.1.1 Généralités	135
6.2.1.2 Altération distale	137
6.2.1.3 Altération proximale	139
6.2.2 Gisement Cheminée No. 4	142
6.2.2.1 Généralités	142
6.2.2.2 Altération distale	143
6.2.2.3 Altération proximale	145
6.3 Bilan de masse et comportement des éléments majeurs	149
6.3.1 Gisement Triangle	149
6.3.1.1 Tuf de Triangle	150
6.3.1.2 Diorite leucocrate	151
6.3.2 Gisement Cheminée No. 4	152
6.3.2.1 Gabbro	153
6.3.3 Interprétations des résultats des calculs de bilan de masse	154
6.3.3.1 Gisement Triangle	154
6.3.3.2 Gisement Cheminée No. 4	155
6.4 Sommaire	157
FIGURES DU CHAPITRE 6	158

CHAPITRE 7

DISCUSSION	175
7.1 Introduction	175
7.2 Analyse structurale et régime de déformation associé à la formation du réseau filonien aurifère	175
7.3 Interprétation et implications des résultats de géochronologie	178
7.4 Assemblage minéralogique et textures des veines aurifères	181
7.5 Signature géochimique des enveloppes d'altération hydrothermale	183

7.6	Modèle de formation.....	186
7.6.1	Étape 1 : Stade précoce de la déformation principale en raccourcissement.....	186
7.6.2	Étape 2 : Paroxysme de la déformation principale en raccourcissement.....	187
7.6.3	Étape 3 : Phase tardive durant la déformation principale en raccourcissement.....	188
7.7	Guides pour l'exploration aurifère	190
FIGURES DU CHAPITRE 7		193
CHAPITRE 8		
CONCLUSION		201
RÉFÉRENCES		204
ANNEXES		211

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE 1

Figure 1. 1 : Représentation schématique du contexte de mise en place de plusieurs types de minéralisations aurifères.....	34
Figure 1. 2 : Carte thématique de la Sous-province de l'Abitibi. Distribution des gisements d'or, des intrusions porphyriques et des failles majeures.	34
Figure 1. 3 : Diagrammes illustrant les orientations prédites des zones de cisaillements et des veines d'extensions d'après le type de déformation.	35
Figure 1. 4 : Coupe verticale traversant la cheminée principale de la mine Lamaque.	36
Figure 1. 5 : Photographie d'un dyke compétent encaissé par des roches volcaniques moins compétentes (Kalgoorie, Australie).	37
Figure 1. 6 : Représentation simplifiée du Batholite de Bourlamaque (Val-d'Or) et des gisements situé à l'intérieur.	37
Figure 1. 7 : Localisation de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi dans la Province de Supérieur.	38
Figure 1. 8 : Géologie simplifiée de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi.	38
Figure 1. 9 : Géologie simplifiée de la portion sud de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, centrée sur la zone aurifère qui s'étend de Timmins à Val-d'Or.	39
Figure 1. 10 : Géologie simplifiée de la région de Val-d'Or. Cis.	40
Figure 1. 11 : Carte géologique de surface de la propriété Lamaque Sud.	41
Figure 1. 12 : Section composite schématique nord - sud à travers le secteur Lamaque.	42
Figure 1. 13 : Section géologique nord-sud à travers les gisements Triangle et Cheminée No. 4..	43

CHAPITRE 2

Figure 2. 1 : Photographies des roches de l'unité de tuf.....	65
Figure 2. 2 : Diagrammes binaires montrant les caractéristiques lithogéochimiques des unités lithologiques principales.	66
Figure 2. 3 : Spectres en ETR normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) pour l'unité de tuf, la diorite porphyrique précoce et la diorite leucocrate.....	67
Figure 2. 4 : Photographies et microphotographies de la diorite porphyrique précoce.	68
Figure 2. 5 : Photographie et microphotographies de la diorite leucocrate.	69
Figure 2. 6 : Photographies et microphotographies de la diorite intermédiaire.	70
Figure 2. 7 : Spectres en ETR normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995), pour la diorite intermédiaire, la diorite mélanocrate et le gabbro.	71
Figure 2. 8 : Photographies et microphotographies de la diorite mélanocrate.	72
Figure 2. 9 : Photographie et microphotographies du gabbro.	73
Figure 2. 10 : Photographie et microphotographies des dykes de porphyre feldspathique.....	74
Figure 2. 11 : Spectres en ETR normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) pour les dyke de porphyre feldspathique et les phases intrusives de la Cheminée principale de la mine Lamaque.....	75
Figure 2. 12 : Microphotographie de la tonalite de la Cheminée Principale de la mine Lamaque. .	75
Figure 2. 13 : Comparaison des spectres en ETR normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) des phases intrusives de Triangle et de la Cheminée Principale de la mine Lamaque.	76
Figure 2. 14 : Comparaison entre les spectres en ETR normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) de l'unité de tuf et du gabbro.	77

CHAPITRE 3

Figure 3. 1 : Photographies représentatives des échantillons datés.	82
Figure 3. 2 : Diagramme concordia pour la diorite leucocrate du gisement Triangle.	83
Figure 3. 3 : Diagramme concordia pour la diorite intermédiaire du gisement Triangle.	83
Figure 3. 4 : Diagramme concordia pour la diorite mélanocrate du gisement Triangle.	84
Figure 3. 5 : Diagramme concordia pour le gabbro de la Cheminée No. 4.	84

CHAPITRE 4

Figure 4. 1 : Photographies du litage et de la linéation d'étirement.	104
Figure 4. 2 : Projections stéréographiques (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) des données de la schistosité S_p et de la linéation d'étirement.	105
Figure 4. 3 : Photographies de veines aurifères anastomosées.	106
Figure 4. 4 : Projections stéréographiques (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) des données de la schistosité S_p , de l'attitude des veines (forages orientés) et de l'attitude des zones de cisaillement (forages orientés).	107
Figure 4. 5 : Photographies de l'empreinte ductile de la schistosité S_p développée dans les zones de cisaillement (gisement Triangle).	108
Figure 4. 6 : Photographies des relations géométriques de la schistosité S_p développées dans les zones de cisaillement (gisement Triangle).	109
Figure 4. 7 : Trajectoire de S_p sur une vue en plan du chantier de la zone «C2» au niveau 94. ...	110
Figure 4. 8 : Photographies des zones de cisaillement fragile-ductile à la Cheminée No. 4.	111
Figure 4. 9 : Photographies de la variation du pendage des veines subhorizontales développées dans les zones de cisaillement ductile-fragile.	112
Figure 4. 10 : Coupe longitudinale dans la zone minéralisée «C2».	113
Figure 4. 11 : Coupe longitudinale dans la zone minéralisée «C4».	114

CHAPITRE 5

Figure 5. 1 : Microphotographies et photographie des veines de quartz-carbonate-tourmaline. ...	127
Figure 5. 2 : Photographies des veines de quartz-carbonate-tourmaline.	128
Figure 5. 3 : Photographie et microphotographies des phases métalliques dans les veines de quartz-carbonate-tourmaline.	129
Figure 5. 4 : Photographies des veines à texture laminées.	130
Figure 5. 5 : Texture bréchique typique des veines développées dans les zones de cisaillement à pendage modéré à la Cheminée No.4.	131
Figure 5. 6 : Veine à texture bréchique observée sous terre au gisement Triangle.	132
Figure 5. 7 : Textures des veines subhorizontales dans les gisements Triangle et Cheminée No. 4.	133

CHAPITRE 6

Figure 6. 1 : Photographies et microphotographie des caractéristiques générales des zones d'altérations hydrothermales sur le gisement Triangle.	159
Figure 6. 2 : Photographie et microphotographies des transformations minéralogiques à l'intérieur de la zone d'altération distale dans le gisement Triangle.	160
Figure 6. 3 : Photographies et microphotographies des transformations minéralogiques à l'intérieur de la zone d'altération proximale dans le gisement Triangle.	161
Figure 6. 4 : Photographies des caractéristiques générales des zones d'altérations hydrothermales développées à la Cheminée No. 4.	163
Figure 6. 5 : Microphotographies des transformations minéralogiques à l'intérieur de la zone d'altération distale à la Cheminée No. 4.	164

Figure 6. 6 : Microphotographies des transformations minéralogiques à l'intérieur de la zone d'altération proximale à la Cheminée No. 4.	165
Figure 6. 7 : Diagrammes binaires pour tester l'immobilité des éléments aux processus d'altération hydrothermale.....	167
Figure 6. 8 : Diagrammes en boîtes à moustaches générés à partir de l'abondance relative (% poids) des différents éléments majeurs et critiques utilisés pour faire le calcul du bilan de masse sur les échantillons représentatifs du protolithe et des zones d'altérations distale et proximale du tuf de Triangle.	168
Figure 6. 9 : Diagramme en boîtes à moustaches générés par le calcul du bilan de masse sur les échantillons représentatifs du protolithe et des zones d'altérations distale et proximale du tuf de Triangle. Les résultats sont exprimés en g / 100g de roche.	169
Figure 6. 10 : Diagrammes en boîtes à moustaches générés à partir de l'abondance relative (% poids) des différents éléments majeurs et critiques utilisés pour faire le calcul du bilan de masse sur les échantillons représentatifs du protolithe et des zones d'altérations distale et proximale de la diorite leucocrate.....	170
Figure 6. 11 : Diagramme en boîtes à moustaches générés par le calcul du bilan de masse sur les échantillons représentatifs du protolithe et des zones d'altérations distale et proximale de la diorite leucocrate. Les résultats sont exprimés en g / 100g de roche.	171
Figure 6. 12 : Diagrammes en boîtes à moustaches générés à partir de l'abondance relative (% poids) des différents éléments majeurs et critiques utilisés pour faire le calcul du bilan de masse sur les échantillons représentatifs du protolithe et des zones d'altérations distale et proximale du gabbro de la Cheminée No. 4.....	172
Figure 6. 13 : Diagramme en boîtes à moustaches générés par le calcul du bilan de masse sur les échantillons représentatifs du protolithe et des zones d'altérations distale et proximale du gabbro de la Cheminée No. 4. Les résultats sont exprimés en g / 100g de roche.	173

CHAPITRE 7

Figure 7. 1 : Projections stéréographiques des éléments structuraux documentés dans cette étude et interprétations des axes «X», «Y» et «Z» du régime de déformation	194
Figure 7. 2 : Coupe nord-sud au travers du gisement de la mine Sigma	195
Figure 7. 3 : Géologie simplifiée du camp minier de Val-d'Or. Le champ filonien associé au réseau de veines de quartz-carbonate-tourmaline.....	196
Figure 7. 4 : Influence du pH sur la stabilité de l'albite et de la muscovite pour des fluides hydrothermaux à des températures de 350°C et des pressions de 2Kbar	197
Figure 7. 5 : Champ de stabilité de l'albite et de la muscovite en fonction de variations de température et de pression.....	197
Figure 7. 6 : Modèle de formation - Étape 1 : Stade précoce de la déformation principale en raccourcissement.	198
Figure 7. 7 : Modèle de formation – Étape 2 : Paroxysme de la déformation principale en raccourcissement.	199
Figure 7. 8 : Modèle de formation – Étape 3 : Phase tardive durant la déformation principale en raccourcissement.	200

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE 2

Tableau 2. 1 : Calcul de la norme CIPW	77
---	----

CHAPITRE 3

Tableau 3. 1 : Localisation des échantillons de géochronologie.....	85
Tableau 3. 2 : Caractéristiques et composition isotopique des zircons analysés	86
Tableau 3. 3 : Analyses lithogéochimiques des échantillons de géochronologie	87

CHAPITRE 6

Tableau 6. 1 : Synthèse des échanges entre les fluides aurifères et les roches encaissantes.....	174
---	-----

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE A – Localisation et liste des mesures structurales	211
ANNEXE B – Liste des échantillons.....	214
ANNEXE C – Analyses lithogéochimiques	221
ANNEXE D - Compilation des analyses à la microsonde électronique	242
ANNEXE E – Tableau synthèse des observations pétrographiques (échantillons non-altérés) au microscope	250
ANNEXE F – Tableau synthèse des observations pétrographiques (assemblages d'altération hydrothermale) au microscope	253
ANNEXE G – Résultats du calcul des bilans de masse	255

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Dyke PF	Dyke de porphyre feldspathique
I2J amp	Diorite à amphibole de la Cheminée Principale de la mine Lamaque
I2J-int	Diorite intermédiaire de Triangle
I2JM	Diorite mélanocrate de Triangle
I2JT	Diorite leucocrate de Triangle
I2J quartz	Diorite à quartz de la Cheminée Principale de la mine Lamaque
IP4	Gabbro de la Cheminée No. 4
cm	Centimètre
Dmoy	Diamètre moyen
g/t	Gramme par tonne
km	Kilomètre
m	Mètre
Ma	Million d'années
Moz	Million d'onces
ppb	Partie par milliard
ppm	Partie par million
t	Tonne métrique
D _x	Déformation de x ^e génération
L _é	Linéation d'étirement
S ₀	Litage
S _p	Schistosité principale
AD	Zone d'altération distale
AP	Zone d'altération proximale
APg	Sous-zone d'altération proximale «grisâtre»
APr	Zone d'altération proximale «rougeâtre»
P	Protolithe
Bt	Biotite
Cb	Carbonate
Chl	Chlorite
Ep	Épidote
Mb	Micas blanc
Pl	Plagioclase
Qz	Quartz
Tl	Tourmaline
Au	Or
Cp	Chalcopyrite
Py	Pyrite
Te	Tellurure
ETR	Éléments des terres rares
ICP-AES	Spectroscopie d'émission atomique
ICP-MS	Spectromètre de masse à couplage inductif
PAF	Perte au feu

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 Problématique

1.1.1 Gisement aurifère filonien et association avec les intrusions

Les gisements aurifères filoniens, indépendamment du type génétique auxquels ils se rattachent, se retrouvent dans des ceintures de roches métamorphisées et déformées notamment les ceintures de roches vertes archéennes. Ces gisements sont distribués le long de zones de déformation majeures. Au sein des districts aurifères orogéniques, l'association spatiale et dans certains cas temporelle entre les minéralisations aurifères filoniennes et les intrusions de compositions variées, est reconnue et présentée dans plusieurs modèles métallogéniques (Groves et al., 1998, 2003; Goldfarb et al., 2005; Dubé et al., 2015; figure 1.1). Cette corrélation entre la présence de gisements d'or et d'intrusions n'est pas fortuite et est liée au fait qu'ils sont des produits orogéniques inhérents à la collision et l'accrétion. La collision et l'accrétion ont produit des contraintes compressives importantes responsables pour la formation de failles ductiles fragiles majeures contrôlant, du moins en partie, la mise en place d'intrusions syntectoniques (Groves et al., 2003; Trépanier 2008; figure 1.2).

1.1.2 Rôle passif/actifs exercé par les intrusions

L'association spatiale, et dans certains cas temporelle, entre les minéralisations aurifères filoniennes et les intrusions permet d'entrevoir deux rôles de ces dernières sur la minéralisation. D'une part, la composition et la rhéologie de ces intrusions peuvent influencer grandement la circulation et la précipitation des fluides hydrothermaux aurifères (généralement d'origine métamorphique; Goldfarb et al., 2005; Pitcairn et al., 2006) qui parviennent à l'intrusion par le biais d'un réseau de zones de cisaillement, de failles et de structures crustales (comme c'est le cas pour les gisements aurifères orogéniques). Dans un tel contexte, les intrusions constituent des roches

hôtes privilégiées et exercent un rôle passif (de piège structural \pm chimique) dans la formation du gisement.

Dans d'autres contextes comme pour les IRGS, (*intrusion related gold system*), les fluides hydrothermaux font partie d'un système magmatique-hydrothermal dérivé et entraîné par la mise en place et le refroidissement/précipitation d'un corps magmatique (Groves et al., 2003). Les gisements filoniens de quartz aurifère ainsi formés sont associés à des magmas de composition particulière (magma réduit; absence de magnétite) (Goldfarb et al., 2005; Hart et Goldfarb, 2005). Le gisement Beattie, situé dans le district de Duparquet, pourrait s'apparenter à ce type de minéralisation (Robert, 2001). Ce gisement est encaissé par une intrusion multiphasée de composition syénitique et la minéralisation se retrouve principalement sous forme disséminée et/ou associée à un réseau de veinules de quartz (Davidson et Banfield, 1944; Robert, 2001; Bigot et Jébrak, 2015).

1.1.3 Facteurs principaux influençant la géométrie des réseaux filoniens aurifères

L'architecture structurale des gisements aurifères filoniens est contrôlée par un nombre plutôt restreint de paramètres (Robert et al. 1994) soit : 1) le régime de contrainte et de déformation, 2) la présence d'anisotropie, et 3) l'évolution structurale régionale et la chronologie de mise en place des minéralisations. Néanmoins, une très grande variété est observée dans les gisements en particulier en ce qui a trait à la complexité du réseau filonien et du paramètre tonnage/teneur. Toutefois, suivant ces paramètres, seulement un nombre limité de modèles géométriquement plausibles peuvent être générés à partir du champ de contraintes régionales ou de l'ellipsoïde de déformation et des éléments structuraux observés dans les zones de cisaillement et les veines de quartz associées.

1.1.3.1 Régime de contraintes et de déformation

Robert et Poulsen (2001) ont soulevé que de façon générale, les districts aurifères ont subi une évolution structurale similaire. Celle-ci peut être représentée par plusieurs phases d'incrément successifs responsables pour l'évolution structurale principale d'un district. Une première phase (D1), difficile à documenter en raison de la surimposition de phase(s) de déformation subséquente(s), peut être associée à du chevauchement précoce supracrustal (*thin skin*). Une seconde phase (D2), correspond habituellement à la phase principale de déformation et est responsable du style structural ainsi que des fabriques pénétratives principales (foliation; linéation; plis; failles; zones de cisaillement). Cette phase est décrite par les auteurs comme un raccourcissement impliquant le socle rocheux (l'ensemble de la croûte; *thick-skin*). Une troisième phase (D3), représente quant à elle une phase de décrochement, couramment localisée le long de zones de failles et/ou de cisaillement préexistantes.

La réponse à la déformation d'un corps peut s'exprimer sous trois formes (figure 1.3; Robert et al 1994) : 1) une déformation planaire «S», 2) une déformation plano-linéaire «S+L», ou 3) une déformation linéaire «L». Ces trois expressions de déformation ont en commun un axe d'étirement «X» ainsi qu'un axe de raccourcissement «Z» mais varie principalement en ce qui a trait à l'attitude du troisième axe «Y» et au ratio entre ceux-ci. Ces modèles permettent ainsi de prédire l'orientation des zones de cisaillement et également l'attitude des veines de cisaillement et d'extension.

1.1.3.2 Présence d'anisotropie

La présence d'anisotropie, c'est-à-dire d'hétérogénéité (p.ex., contraste de compétence) dans l'environnement encaissant la minéralisation exerce un certain contrôle sur le développement, la localisation et possiblement la géométrie des zones de cisaillement et des veines. Ces anisotropies (p.ex., des dykes mafiques dans une intrusion felsique; des filons-couches mafiques mis en place dans des roches sédimentaires) peuvent induire une réfraction sur l'orientation des contraintes et des axes de déformation, créant ainsi des variations locales par rapport au style

(orientations) régional. Ce facteur a pour effet de complexifier le réseau filonien résultant (Robert et al., 1994; Robert et Poulsen, 2001).

Parmi un ensemble de cas de figure impliquant l'organisation de différentes entités géologiques de rhéologie contrastée, deux situations spécifiques peuvent être présentées : 1) la présence d'un corps compétent dans un milieu ductile, ou 2) la présence d'un corps incompétent dans un milieu compétent. La présence de minéralisations aurifères dans des intrusions permet de bien visualiser ce concept puisque celles-ci induisent nécessairement un contraste avec le milieu environnant et peuvent également contenir des dykes de compositions variées.

Le premier cas est très bien représenté par celui de la mine Lamaque (figure 1.4). Dans une telle situation, la déformation ductile sera principalement localisée dans l'encaissant volcanoclastique et l'intrusion sera pour sa part peu ou pas foliée, mais plutôt fracturée en raison de sa réponse fragile à la déformation. Ce corps compétent aura donc tendance à subir une déformation fragile (notamment un étirement correspondant aux linéations d'étirement) et les veines aurifères seront préférentiellement confinées à l'intrusion (figure 1.5).

Le deuxième cas est pour sa part parfaitement représenté par celui des mines situées à l'intérieur du Batholite de Bourlamaque (Campiglio, 1977) (figure 1.6). Dans ces cas, les structures hôtes de la minéralisation sont intimement liées à la présence de dykes mafiques (moins compétents) (Belkabar et al., 1993). Ainsi, la déformation ductile sera plutôt contenue dans l'unité non compétente. Les zones de cisaillement (et les veines de cisaillement) vont ainsi se développer dans cette unité moins compétente ou au contact entre ces dykes et l'intrusion dioritique hôte (Campiglio, 1977). Les veines d'extension, pour leurs parts, auront tendance à se développer dans l'unité compétente ou au contact entre ces dykes mafiques et l'intrusion de dioritique hôte.

1.1.3.4 Chronologie de mise en place

Le troisième facteur qui vient influencer la géométrie des réseaux filoniens aurifères est la chronologie de mise en place de la minéralisation par rapport à l'empreinte de la déformation. Ce facteur fait référence au fait qu'un gisement associé à une phase de minéralisation précoce sera possiblement affecté par une phase de déformation qui affectera la géométrie du corps minéralisé et possiblement l'arrivée d'une seconde phase de minéralisation ou la remobilisation de la phase préexistante.

En effet, bien qu'ils soient spatialement associés à des zones de déformation (faille) majeure certains gisements de classe mondiale (>100 tonnes) ou géants (>250 tonnes) concordent en partie avec le modèle orogénique, mais présentent des caractéristiques hybrides (non typiques d'un seul événement) de formation. On peut penser aux gisements Canadian Malartic (camp minier de Malartic) et Hollinger-McIntyre (camp minier de Timmins). Dans ces deux cas, certains auteurs suggèrent qu'une minéralisation orogénique se soit superposée à une minéralisation porphyrique aurifère précoce (De Souza et al., 2015; Gosselin et Dubé, 2005; respectivement). Ces exemples démontrent un élément important, certains gisements archéens ont subi de multiples phases de déformation, du métamorphisme et sont communément spatialement associés à des intrusions. La chronologie des événements ayant permis la mise en place d'un gisement (ou affecté ce dernier) est déterminante afin de comprendre les phénomènes liés à la minéralisation et surtout les éléments utiles pour leur prospection ou encore pour déterminer leur genèse.

1.1.4 Problématique spécifique – Les gisements aurifères Triangle et Cheminée No. 4

Les gisements Triangle et Cheminée No. 4 font partie du projet Lamaque-Sud détenu à 100% par Eldorado Gold Corp. depuis juillet 2017. Ces gisements sont trouvés à environ 2 km au nord de la faille de Cadillac, et sont principalement encaissés dans des roches intrusives de compositions intermédiaires à mafiques.

Dans le district de Val-d'Or, les intrusions présentent un intérêt métallogénique particulier étant donné qu'elles sont des hôtes privilégiés de la minéralisation aurifère. C'est notamment le cas des mines Lamaque, Beaufor, Sullivan, Siscoe, Goldex ou encore de la mine Camflo à titre d'exemple (Sauvé et al., 1993). Étant donné cette tendance favorable, la composition et l'âge des intrusions présentent dans le district de Val-d'Or, et ailleurs dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, sont des paramètres à considérer.

À l'intérieur de ces gisements, la minéralisation se retrouve dans des zones fortement déformées (zones de cisaillement) injectées de veines de quartz ainsi que dans des zones avec peu ou pas de déformation ductile (amas de veines et veinules de quartz en extension). Toutefois certains éléments suggèrent la présence de différences dans la géométrie générale des réseaux filoniens développés sur ces gisements situés à moins de 300 m l'un de l'autre. En effet, le gisement Triangle est formé d'un réseau filonien aurifère où trois types de veines minéralisées sont reconnus : les veines dites de cisaillement (C), les veines dites de cisaillement-extension (C') et les veines d'extension. Dans le cas du gisement Cheminée No. 4, deux types de veines aurifères sont reconnus. Il s'agit des veines logées au sein de zones de cisaillement et des amas de veines d'extension. Ainsi, une question importante qui demeure est l'impact du bâti structural, de la composition et de la géométrie des intrusions sur l'organisation des familles de veines.

Par ailleurs, en comparaison avec le gisement Triangle, les altérations hydrothermales développées en bordure de veines aurifères rapportées à la Cheminée No. 4 sont en partie différentes (L. Thériault, communication personnelle, 2016). Cette distinction pourrait illustrer l'influence de la composition des intrusions hôtes sur les assemblages d'altération développés.

Le district de Val-d'Or est un producteur aurifère historique important en Abitibi, notamment avec le gisement de classe mondiale Sigma - Lamaque (Gosselin et Dubé, 2005). Les travaux antérieurs et de synthèse réalisés par Robert (1983) et Daigneault (1983) aux mines Sigma et Lamaque (respectivement) montrent que les intrusions hôtes ont agi comme piège structural sur le

développement du réseau filonien aurifère. Une hypothèse valable est à priori de penser que les gisements Triangle et Cheminée No. 4, espacés l'un de l'autre d'une distance inférieure à 2,5 km du gisement Sigma - Lamaque font partie du même système hydrothermal que celui à l'origine du gisement Sigma - Lamaque. En plus de la proximité spatiale entre les gisements Triangle, Cheminée No. 4 et Sigma – Lamaque, cette hypothèse est basée sur deux paramètres. Dans le système Sigma-Lamaque-Triangle-Cheminée No. 4, les minéralisations sont : 1) associées à des veines de quartz aurifère, et 2) leur géométrie globale est similaire (bien que des différences soient reconnues à l'échelle locale d'un gisement). En ce qui concerne les gisements Triangle et Cheminée No. 4, des différences sont suggérées par les caractéristiques suivantes : 1) la géométrie du réseau filonien aurifère, 2) l'empreinte et la nature des altérations hydrothermales, et 3) le contenu aurifère total (nombre d'onces d'or). Dans de telles circonstances, les gisements Triangle et Cheminée No. 4 représentent un contexte idéal pour étudier la sensibilité d'un même système hydrothermal.

1.2 Objectifs

Le but principal du projet consiste en la détermination des paramètres métallogéniques de contrôle et d'influence sur la formation et la distribution spatiale de la minéralisation aurifère au sein des gisements Triangle et Cheminée No. 4.

Les objectifs spécifiques suivant seront abordés :

- 1) Établir la typologie des lithologies principales et l'âge des intrusions hôtes du système filonien aurifère.
- 2) Définir l'empreinte (assemblages et géométrie) de l'altération proximale en bordure des veines (visible) et distale au sein des lithologies hôtes de la minéralisation.
- 3) Caractériser la typologie, la composition et l'organisation du système de veines de quartz minéralisées en lien avec le contexte structural et l'architecture des intrusions hôtes.
- 4) Proposer un modèle de formation, incluant le rôle joué par les intrusions hôtes et des guides pour l'exploration.

1.3 Méthodologie

Afin de répondre aux objectifs fixés, cette étude combine une approche classique de terrain et l'utilisation de méthodes analytiques. Les travaux de terrain se sont déroulés sur une période d'environ huit mois, soit de début mai à fin août 2016-2017. Les travaux de laboratoire ont été répartis sur quatre sessions académiques soit : automne (2016 – 2017) et hiver (2017 – 2018).

1.3.1 Description de carottes de forages

Dans un premier temps, les lithologies hôtes de la minéralisation et les roches situées dans l'environnement immédiat des gisements Triangle et Cheminée No. 4 ont été décrites à partir de plusieurs milliers de mètres de carottes de forage d'exploration orientées. La description de carottes de forages a permis de documenter la déformation dans les zones minéralisées, les assemblages et l'empreinte des altérations hydrothermales. La minéralogie et les textures des veines aurifères ont aussi été étudiées attentivement. Les trous de forage représentent l'unique moyen d'obtenir une représentation spatiale de la géologie des gisements Triangle et Cheminée No. 4. En effet, l'échantillonnage en vrac sur le gisement Triangle ciblait une portion précise de la zone C2 et très peu de galeries souterraines accédant à cette zone (n=3) ont été disponibles durant cette étude. Par ailleurs, l'absence d'accès souterrains à la Cheminée No. 4 a limité l'étude de ce gisement aux carottes de forages orientés disponibles. Pour ces mêmes raisons, l'analyse géométrique du système filonien aurifère a été en grande partie réalisée à partir des mesures veines (Triangle, n=3001 ; Cheminée No. 4, n=2417) provenant des forages orientés de la base de données d'Eldorado Gold.

1.3.2 Levé structural en surface

La minéralisation des gisements Triangle et Cheminée No. 4 n'affleure pas en surface et aucun affleurement n'est disponible dans l'environnement direct des gisements. Pour cette raison, le levé géologique de surface est sommaire et a été centré sur la fosse à ciel ouvert de la mine Lamaque, situé à 1,5 km au nord-ouest du gisement Triangle, ainsi que sur deux affleurements de

tuf en bordure de la route 117 dans le stationnement du bureau d'exploration d'Eldorado Gold. L'emphase a été portée sur les éléments structuraux (litage, schistosité et linéation d'étirement) ainsi que la cartographie des veines en place.

1.3.3 Levé géologique souterrain

Au cours de l'été 2017, la campagne d'échantillonnage en vrac sous terre a permis de cartographier les galeries souterraines des niveaux 94 et le début du développement des galeries aux niveaux 76 et 112. Ces galeries interceptent la zone de cisaillement «C2» et ont permis d'obtenir une vision tridimensionnelle du réseau de veines aurifères et des structures hôtes de la minéralisation. Néanmoins, au moment où cette étude fut réalisée, les galeries souterraines étaient dans l'unité de tuf et ne recoupaient pas la Cheminée Triangle. L'emphase a été mise sur la géométrie et les relations de chronologie relative entre les différents types de veines reconnues en forage. Une attention particulière a été portée sur les fabriques structurales (schistosité et linéation d'étirement). Les mesures de la schistosité (n=47) et de la linéation d'étirement (n=17) sont présentées à l'annexe A.

1.3.4 Étude pétrographique

L'étude pétrographique a d'abord été effectuée macroscopiquement, à partir de la description de carottes de forages et des levés géologiques de surface et souterrain. Ces observations ont ensuite été détaillées et approfondies par la description de lames minces au microscope optique. Un total de 133 lames minces (régulières et polies) a été confectionné afin de documenter les assemblages minéralogiques des lithologies principales, des zones d'altération hydrothermale et des veines de quartz aurifères. La confection des lames minces a été effectuée à contrat par l'Atelier de Pétrographie Louis Fortin à Québec. La localisation des échantillons pour la confection des lames minces est présentée à l'annexe B.

1.3.5 Analyses lithogéochimiques

Dans le cadre de ce projet, 191 analyses de roches totales multiéléments ont été réalisées. L'ensemble des échantillons provenait des sections de carottes de forages, la localisation de ces échantillons est présentée à l'annexe B. Les analyses et le broyage des échantillons ont été effectués à contrat par ALS Chemex à Val-d'Or (laboratoire externe certifié). L'ensemble d'analyses choisies comporte 66 éléments (majeurs, traces, métaux, PAF) auxquels des analyses individuelles pour le CO₂, le soufre (S) total et l'or (avec reprise par gravimétrie pour les échantillons présentant des teneurs supérieures à 10 g/t Au) ont été ajoutées. Pour chacune des méthodes, les éléments quantifiés et les limites de détection sont présentés à l'annexe C. Ces analyses ont été réalisées dans le but de générer une base de données, essentielle à la caractérisation de la signature géochimique des lithologies non-altérées et des effets de l'altération hydrothermale.

D'autres analyses géochimiques ont également été utilisées dans le cadre de ce projet. Celles-ci proviennent d'études lithogéochimiques internes réalisées par Eldorado Gold. Ces analyses ont été utilisées dans le but de caractériser les lithologies non-altérées et ont permis d'avoir une meilleure représentation spatiale des gisements Triangle et Cheminée No. 4.

1.3.6 Calculs des bilans de masse

La caractérisation de la nature et de l'intensité de l'altération hydrothermale associée au réseau de veine de quartz aurifère a été effectuée à partir des analyses géochimiques. À cette fin, la méthode du calcul des bilans de masse a été préconisée. Cette méthode permet de traiter l'altération en termes de gains et de pertes d'éléments chimiques, et ce, de manière indépendante les uns des autres. Les détails concernant les calculs employés sont décrits à la section 6.3.

1.3.6 Chimie minérale

Les analyses à la microsonde électronique ont été effectuées à l'Université Laval, à Québec, sous la supervision du Dr. Marc Choquette. Un ensemble de 162 analyses ont été effectuées sur un

groupe de huit lames minces provenant des gisements Triangle et Cheminée No. 4. Les phases minéralogiques suivantes ont été analysées : micas blancs (n=44), carbonates (n=42), or (n=10), tellurures (n=20) et feldspath (n=46). Ces analyses ont été exécutées à l'aide d'un appareil CAMECA SX-100 composé de 5 spectromètres WDS à longueur d'onde. Les analyses ont été effectuées sous un faisceau électronique de 15 kv et 20 nA, selon un temps de comptage variable. Les données obtenues ont été utilisées afin de définir précisément la composition chimique des minéraux d'altération, dans l'objectif de caractériser avec précision la signature chimique des zones d'altération hydrothermale développées en bordure des veines aurifères et d'établir des analogies avec les travaux antérieurs dans le secteur d'étude. Également, ces analyses ont servi à établir la signature métallique des veines de quartz aurifères. Les résultats de ces analyses sont présentés à l'annexe D.

1.3.7 Datation U-Pb

Quatre échantillons ont été prélevés afin d'établir l'âge de cristallisation de certaines intrusions clés sur le secteur d'étude. Les zircons d'origine magmatique contenus dans ces intrusions peuvent être datés de manière absolue. Cette méthode a donc été utilisée pour lever l'incertitude quant à l'âge des intrusions hôtes des gisements Triangle et Cheminée No. 4, et aussi pour préciser l'histoire magmatique du secteur d'étude. Les datations ont été réalisées à contrat par Mike Hamilton au Jack Satterly Geochronology Laboratory du Royal Ontario Museum. Les datations isotopiques U-Pb font l'objet d'un chapitre entier, tous les éléments concernant celles-ci sont détaillés au chapitre 3.

1.3.8 Structure du mémoire

À la suite du présent chapitre qui sert d'introduction, le chapitre 2 traite des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des lithologies principales des gisements Triangle et Cheminée No. 4. Tel que mentionné au paragraphe précédent, le chapitre 3 est consacré aux travaux de géochronologie entrepris dans le cadre de cette étude. Par la suite, les chapitres 4, 5 et 6

concernent respectivement l'analyse structurale, la minéralogie et les textures des veines aurifères, et la caractérisation ainsi que la distribution des altérations hydrothermales. Après quoi, une discussion générale est présentée au chapitre 7, suivie des conclusions de ce projet de maîtrise au chapitre 8. Les sections suivantes du présent chapitre présentent plutôt une description de la géologie régionale et locale.

1.4 Géologie régionale

La ceinture de roches vertes de l'Abitibi, située à l'intérieur de la Province de Supérieur (figures 1.7 et 1.8), est parmi les ceintures de roches vertes néoarchéennes les mieux préservées et les plus grandes au monde (Card, 1990; Percival et al., 2012; Monecke et al., 2017). Cette portion de la Province de Supérieur contient certains des camps miniers aurifères archéens les plus riches au monde (p.ex., Timmins-Porcupine, Kirkland Lake et Val-d'Or; figure 1.8). La fertilité de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi et son importance économique sont d'ailleurs soulignés par son contenu aurifère cumulé, estimé à plus de 4500 t (Dubé et Gosselin, 2007). Depuis les premières découvertes de minéralisations aurifères à Chibougamau en 1903 ainsi qu'à Kirkland Lake et Rouyn-Noranda en 1906 (Poulsen, 2017), cette ceinture de roches vertes néoarchéenne est devenue l'une des plus explorée et étudiée au monde (Monecke et al., 2017). La découverte du gisement Triangle en 2011 par Integra Gold (Eldorado Gold Lamaque, consultée en 2018), plus de 100 ans après les premières découvertes, témoigne du potentiel aurifère encore important à ce jour.

La zone aurifère qui s'étend de Timmins à Val-d'Or (figure 1.9), située dans la portion sud de l'Abitibi, est la plus prolifique de toute la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Elle s'étend sur près de 400 km de longueur par 75 km de largeur et contient plusieurs camps aurifères (p.ex., Timmins-Porcupine, Val-d'Or, Malartic, Kirkland Lake, Larder Lake). La distribution des gisements d'or suit les zones de failles majeures Destor - Porcupine et Larder Lake – Cadillac (figure 1.9). Bien que l'on retrouve des séquences (cycles) volcaniques anciennes (2750 – 2710 Ma), celles-ci sont principalement localisées au nord de la zone aurifère de Timmins – Val-d'Or (figure 1.9) (Ayer et al.,

2002; Thurston et al., 2008; Monecke et al., 2017). En effet, les assemblages de Tisdale (2710 – 2704 Ma) et de Blake River (2704 – 2695 Ma), de même que les conglomérats et les roches sédimentaires clastiques du Timiskaming (< 2679 Ma), qui constituent les roches les plus jeunes de l'Abitibi, caractérisent la portion sud de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, hôte des plus importants camps aurifères (Ayer et al., 2002; Robert et al., 2005; Thurston et al., 2008).

Le camp minier de Val-d'Or est situé près de l'extrémité est de la zone aurifère de Timmins – Val-d'Or (figure 1.9). En raison de sa production historique, ainsi que de ses réserves et ressources aurifères provenant principalement de gisements d'or orogéniques (p.ex., Sigma – Lamaque) qui excèdent 874 t métrique Au (Monecke et al., 2017), ce camp minier présente un grand attrait métallogénique et un fort potentiel économique. Les roches supracrustales du camp minier de Val-d'Or (figure 1.10) consistent en un assemblage volcano-sédimentaire d'âge archéen de composition ultramafiques, mafiques et felsiques (2714 ± 2 Ma à 2705 ± 1 Ma; Wong et al., 1991; Pilote et al., 2000 et références ci-incluses). Les roches volcaniques dans la région de Val-d'Or appartiennent, du nord vers le sud, au Groupe de Malartic (formations de La Motte-Vassan, Dubuisson et Jacola) et au Groupe de Louvicourt (formations de Val-d'Or et Héva) (Pilote et al., 1997; Pilote et al., 2000). Elles sont en contact avec les roches sédimentaires épicastiques appartenant au Groupe de Cadillac situées plus au sud. Cet assemblage volcano-sédimentaire forme une séquence homoclinale de polarité vers le sud, et d'attitude est-ouest à fort pendage vers le nord ($\pm 80^\circ$) (Robert, 1990; Pilote et al., 2000). Plus au sud, la zone de faille de Larder Lake – Cadillac marque le contact tectonique entre la portion sud de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi et les roches sédimentaires clastiques de la Province de Pontiac.

Tout comme pour le reste de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, plusieurs plutons et dykes d'âges synvolcaniques à post-tectoniques et de compositions variés (diorite – tonalite à monzonite – syénite) recoupent les roches volcaniques supracrustales. Les travaux de Burrows et Spooner (1989), Feng et Kerrich (1992) et Robert (2001) suggèrent que ces périodes de plutonismes peuvent être associées aux différentes périodes de volcanisme et se poursuivent

même jusqu'à 2650 Ma. La nature, distribution et période de mise en place des roches intrusives seront traitées en détail et mis en relation avec les résultats géochronologiques générés dans cette étude au chapitre 3.

Bien que l'histoire métamorphique du secteur de Val-d'Or soit ambiguë d'un point de vue temporel, les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des amphiboles d'origine métamorphique à la mine Sigma reportées par Hanes et al. (1992) sont cohérentes avec les âges rapportés par Wong et al. (1991), effectuées par méthode U-Pb sur du rutile métamorphique à moins de 15 km de la mine Sigma. Ces résultats indiquent que le métamorphisme régional s'est déroulé entre 2690 – 2675 Ma. De manière générale, toutes les lithologies sont métamorphisées au faciès des schistes verts, à l'exception des intrusions tardi-tectoniques autour desquelles des auréoles métamorphiques ayant atteint le faciès des amphibolites sont localement observées (Pilote et al., 2000), et des roches sédimentaires clastiques de la Province de Pontiac, où le métamorphisme atteint aussi le faciès des amphibolites (Percival et al., 2012).

De nombreux ouvrages de synthèses et études structurales ont été effectués dans la Sous-province de l'Abitibi afin de reconstruire l'évolution structurale de cette portion du Supérieur, le sujet demeure complexe et les interprétations controversées (Dimroth et al., 1983; Robert, 1989, 1990; Chown et al., 1992; Desrochers et al., 1993; Daigneault 1996; Desrochers et Hubert, 1996; Mueller et al., 1996; Daigneault et al., 2002, 2004; Robert et al., 2005). La première phase de déformation (D_1) est la moins bien connue. Elle demeure plutôt controversée et difficile à documenter parce qu'elle est peu développée ou largement oblitérée par les phases de déformation subséquentes. Dimroth et al. (1983), Robert (1990) et Daigneault et al. (2002) suggèrent qu'il s'agit du premier épisode de déformation en raccourcissement significatif. Selon ces auteurs, cette phase serait associée au basculement des unités supracrustales et à une période de plissement précoce ayant produit des plis est-ouest sans développement de schistosité. La seconde phase de déformation (D_2) correspond à la phase principale de déformation régionale en raccourcissement. Cet épisode est interprété de manière unanime par les auteurs comme étant le résultat d'un raccourcissement

d'orientation nord-sud, responsable du développement de la schistosité de flux pénétrante est-ouest (S_2), de la linéation d'étirement subverticale (Le_2) et aussi de l'attitude est-ouest des unités lithologiques (Robert et al., 2005 et références ci-incluses). La troisième phase de déformation (D_3) est associée à un mouvement de décrochement dextre le long de failles majeures (ex : Larder Lake – Cadillac) et n'est que localement présente (Robert, 1990).

La zone de faille de Larder Lake – Cadillac est interprétée comme une faille de premier ordre et constitue un métallotecte aurifère fondamental dans toute la portion sud de l'Abitibi, incluant le camp minier de Val-d'Or (figure 1.9). Néanmoins, l'histoire structurale complexe de cette structure est reconnue depuis longtemps (Robert, 1989) et a été récemment à nouveau mise en évidence par Bedeaux et al. (2017) et Poulsen (2017). Dans le secteur immédiat de Val-d'Or, la zone de faille de Larder Lake-Cadillac ne contient pas de concentration économique d'or. Cependant, elle est le site de gisements aurifères importants dans les régions de Malartic, Cadillac (Lapa) et Larder Lake (Kerr Addison). Par ailleurs, les résultats des travaux effectués par Couture et al. (1994) et Robert (1994) dans la région de Val-d'Or démontrent la présence d'au moins deux phases distinctes de mise en place de l'or dans le camp minier de Val-d'Or. La première phase désigne les minéralisations aurifères dites précoces ou «vieilles» (> 2692 Ma), typiquement déformées et préférentiellement encaissées (ou à proximité) de zones de cisaillement de deuxième ordre (p.ex., Faille Norbenite). Il s'agit principalement des veines de quartz-carbonate aurifères et des minéralisations en sulfures disséminés déformés, spatialement associés à des brèches et recoupés par des dykes déformés et datés à 2692 ± 2 Ma (Robert, 1994; Couture et al., 1994). Cette minéralisation précoce est interprétée comme étant pré-déformation principale et associée, du moins en partie, au magmatisme (Morasse et al., 1995). Ce premier épisode de minéralisations aurifères est représenté entre autres par les gisements Orion, Kiena, Siscoe, Kierens et Norlartic, principalement centré sur le lac De Montigny (figure 1.10) (Couture et al., 1994; Robert, 1994). À l'inverse, la seconde phase de minéralisation aurifère est la plus importante en termes de production aurifère et est associée aux systèmes filoniens de quartz-carbonate-tourmaline orogéniques tardifs ou «jeunes» (< 2692 Ma) qui montrent peu d'évidence de déformation post-

minéralisation (Couture et al., 1994; Robert, 1994). Cette seconde phase est illustrée par les gisements que l'on retrouve à l'est du lac De Montigny, tels que : Sigma-Lamaque, Beaufor et Lucien Béliveau (figure 1.10). Les gisements Triangle et Cheminée No. 4 font partie de cette seconde phase aurifère d'origine orogénique. Ces deux épisodes de minéralisations montrent des caractéristiques morphologiques différentes mais également des relations de recoupement entre la mise en place de l'or et la déformation principale (D_2), le métamorphisme et le magmatisme. Dans certains gisements (p.ex., Norlartic et Siscoe), les deux épisodes de minéralisations sont présents (Couture et al., 1994; Robert, 1994; Morasse et al., 1995).

1.5 Géologie locale

Le secteur d'étude (propriété Lamaque Sud) est détenu par Eldorado Gold et est situé à l'intérieur de la Formation de Val-d'Or (Groupe de Louvicourt). Il s'agit d'une zone délimitée au nord par l'ancienne mine Sigma et au sud par le gisement Triangle.

La figure 1.11 présente les principales lithologies du secteur d'étude. Cette carte géologique résulte d'un travail de compilation qui repose sur : 1) les travaux historiques réalisés aux mines Sigma (p.ex., Robert, 1983; Robert et Brown, 1986a) et Lamaque (p.ex., Daigneault, 1983; Daigneault et al., 1983), 2) les ouvrages de synthèse réalisés sur le district de Val-d'Or (p.ex., Robert, 1990; Pilote et al., 2000), 3) la géologie dans les trous de forages effectués par Integra Gold (2010 – 2017) et Eldorado Gold (2017), et 4) un levé magnétique aéroporté haute résolution (AeroVision UAV-MAG) fait par Abitibi Géophysique (2017) pour Integra Gold Corp (document interne).

Cette section a pour objectif de décrire succinctement la géologie de la zone d'étude en mettant l'accent sur les relations chronologiques et spatiales entre les diverses unités lithologiques, la structure et la minéralisation. La description des unités lithologiques est concise puisque les aspects pétrographiques et géochimiques seront traités en détail au chapitre 2. De façon similaire, l'information qui est présentée à propos des structures associées à la minéralisation

et des veines aurifères est très sommaire, étant donné que ces aspects seront détaillés respectivement aux chapitres 4 et 5 .

Parmi les roches volcaniques de la Formation de Val-d'Or qui affleurent sur la propriété, on retrouve des laves mafiques de composition andésitique (Robert et Brown, 1986a; Pilote et al., 2000). Il s'agit du principal type de roche retrouvé dans le voisinage de la mine Sigma. Les coulées de lave sont habituellement massives (localement porphyriques) mais présentent aussi des faciès coussinés et plus localement bréchiques (Robert, 1983). Les roches volcaniques andésitiques de la Formation de Val-d'Or sont néanmoins dominées par des tufs. Les différents faciès de tufs reconnus forment des horizons mal définis. De façon générale, il s'agit de roches d'affinité magmatique calco-alkaline (Pilote et al., 2000; Scott et al., 2002; Scott, 2005), mais l'on retrouve aussi des roches volcaniques d'affinité transitionnelle à tholéiitique dans l'environnement immédiat du gisement Triangle. Principalement, il s'agit de tufs à lapillis et de tufs à lapilli-blocs, toutefois, des tufs à blocs et plus localement des tufs à cristaux de plagioclase sont présents dans la Formation de Val-d'Or (Daigneault, 1983; Robert, 1983 et Pilote et al., 2000). D'autre part, on retrouve également une masse hétérogène de roches volcaniques de composition intermédiaire à felsique, située environ 300 m à l'ouest de la Cheminée Principale de la mine Lamaque. Cette masse est composée de dacite, rhyolite, d'andésite et aussi de roches volcanoclastiques (Pilote et al., 2000). Machado et al. (1992) rapporte un âge U-Pb de 2703 ± 4 Ma pour un tuf dacitique à lapillis et à blocs provenant de cette unité. Les roches volcaniques en place possèdent une attitude est-ouest, une polarité vers le sud et un pendage vers le nord d'environ 80° . La schistosité régionale d'attitude est-ouest et de pendage subvertical est très bien développée à l'intérieur de ces roches.

Les roches volcaniques de la Formation de Val-d'Or sont recoupées par de nombreuses intrusions archéennes synvolcaniques à syntectoniques. Une particularité dans le secteur étudié de Val-d'Or concerne l'abondance de masses intrusives et la variété compositionnelle et géométrique qui les caractérisent. Deux espèces sont reconnues : 1) les cheminées ou «*Plug*», de section elliptique et dont le diamètre moyen est de l'ordre de 150 – 200 m et, 2) les dykes, dont l'épaisseur

est typiquement inférieure à une dizaine de mètres. Les principales intrusions reconnues sont, par ordre d'ancienneté décroissante :

- *la diorite porphyrique précoce,*
- *les dykes de porphyre feldspathique,*
- *les dykes et les petits plutons (cheminée) de diorite et de tonalite.*

1) La diorite porphyrique précoce

Une série de masses irrégulières et discontinues, de diorite porphyrique forme un corps plus ou moins elliptique (Robert, 1983), mêlé à de nombreuses lentilles d'andésite. Cette unité est nettement plus abondante aux alentours des mines Sigma et Lamaque. Toutefois, elle s'étend jusqu'aux abords du gisement Cheminée No. 4, où elle constitue l'encaissant principal de l'intrusion hôte de la minéralisation. Wong et al. (1991) rapportent un âge de 2704 ± 3 Ma pour la diorite porphyrique, démontrant qu'il s'agit d'une intrusion synvolcanique.

2) Les dykes de porphyre feldspathique

Des dykes de porphyre feldspathique d'affinité magmatique calco-alcaline recoupent les roches volcaniques et la diorite porphyrique (Daigneault et al., 1983; Robert et Brown, 1986a). Ces dykes possèdent une orientation globalement est-ouest et montrent un pendage abrupt d'environ 80° N (Robert, 1983). Robert (1983) rapporte que l'épaisseur de ces dykes varie de quelques centimètres à plus de 10 m, avec une moyenne approximative de 3 m, et que quelques-uns peuvent être continus sur plus de 500 m (latéralement et verticalement). Plus abondant à la mine Sigma, des dykes similaires furent reconnus par Daigneault (1983) dans la portion nord de la mine Lamaque, qui rapporte également qu'il s'agit des mêmes dykes que ceux cartographiés par Robert (1983) à la mine Sigma. Les dykes de porphyre feldspathique sont cependant recoupés par les diorites et la tonalite de la cheminée principale à la mine Lamaque (Wilson, 1936 et 1948; Daigneault et al., 1983). On reconnaît aussi des dykes de porphyre feldspathique de même affinité magmatique au voisinage du gisement Triangle. Des datations U/Pb effectuées sur ces dykes à la mine Sigma ont livré un âge de 2694 ± 2 Ma (Wong et al., 1991).

3) Les dykes et les petits plutons (cheminée) de diorite et de tonalite

La présence d'au moins six cheminées est dénombrée sur la propriété (figure 1.11). Ce sont de l'ouest vers l'est, les cheminées Ouest, Principale, Est, No. 5, No. 3, No. 4 et Triangle. Les travaux de Daigneault et al. (1983) ont permis d'identifier deux espèces : 1) les cheminées d'affinité magmatique tholéitique à transitionnelle (Cheminée No. 3 et No. 5), et 2) les cheminées d'affinité magmatique calco-alkaline (Cheminée Principale, Est, Ouest). Parmi ces intrusions, la tonalite de la Cheminée Principale est la seule unité qui fut historiquement datée. Jemielita et al. (1989) rapportent un âge U-Pb de 2685 ± 3 Ma livré par des cristaux de zircons magmatiques. Des datations précises U-Pb sur zircons magmatiques pour obtenir l'âge de cristallisation des intrusions Triangle et Cheminée No. 4 ont été réalisées dans cette étude. Les résultats seront présentés au chapitre 3.

Plusieurs gisements aurifères filoniens (de type orogénique) sont encaissés dans la Formation de Val-d'Or. Historiquement, le plus important qui fut exploité dans le secteur d'étude est le gisement de classe mondiale Sigma-Lamaque, cumulant une production totale (1935 - 2008) dépassant 10,4M onces d'or (Dubé et Bécu, communication personnelle, 2017). Les principaux gisements filoniens aurifères connus à l'intérieur de la Formation de Val-d'Or sont représentés schématiquement à la figure 1.12. Sur cette section composite, il est possible d'observer que tous ces gisements montrent une association spatiale avec la présence d'intrusions et possèdent aussi un point en commun : un fort contrôle structural. Par ailleurs, l'élément structural principal dans le secteur d'étude est la présence de zones de cisaillement fragile-ductile, de mouvement inverse et d'orientation est-ouest à pendage variable (modérée à abrupte) vers le sud. Ces zones de cisaillement sont communément injectées de veines de quartz aurifère (figure 1.13). Ces veines seront décrites aux sections 4 et 5.

FIGURES DU CHAPITRE 1

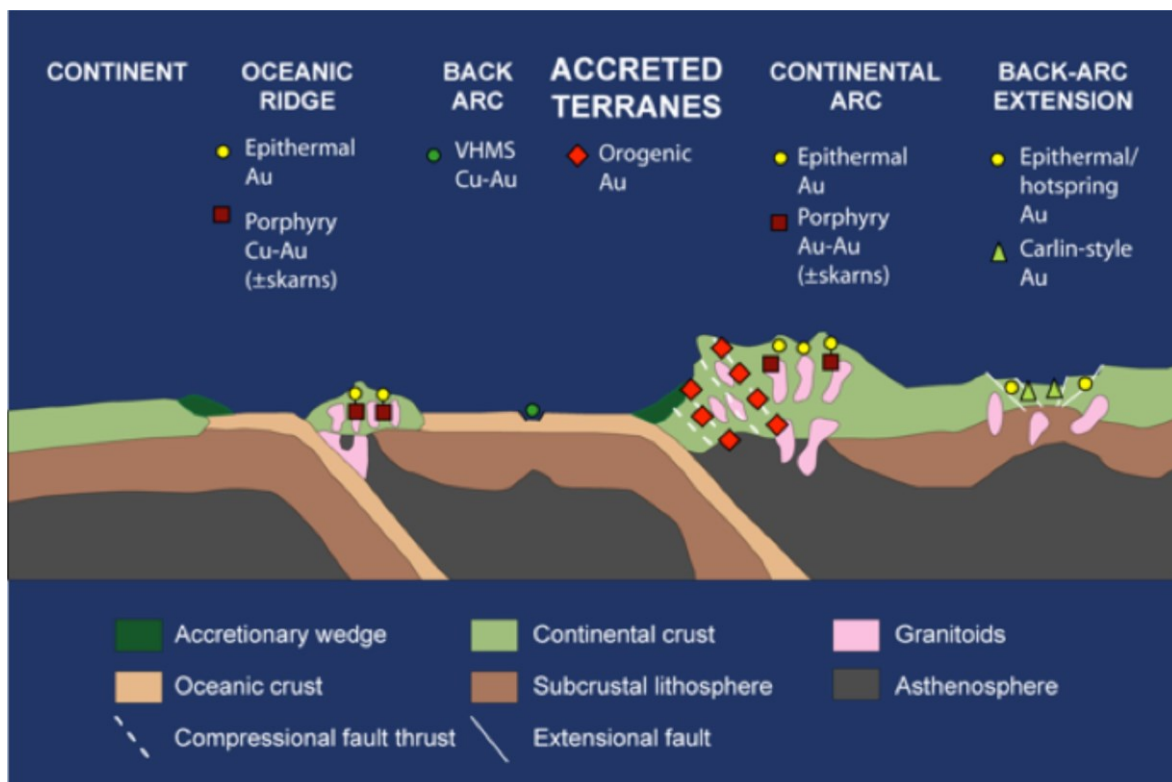


Figure 1. 1 : Représentation schématique du contexte de mise en place de plusieurs types de minéralisations aurifères. Tirée de Groves et al. (2003).

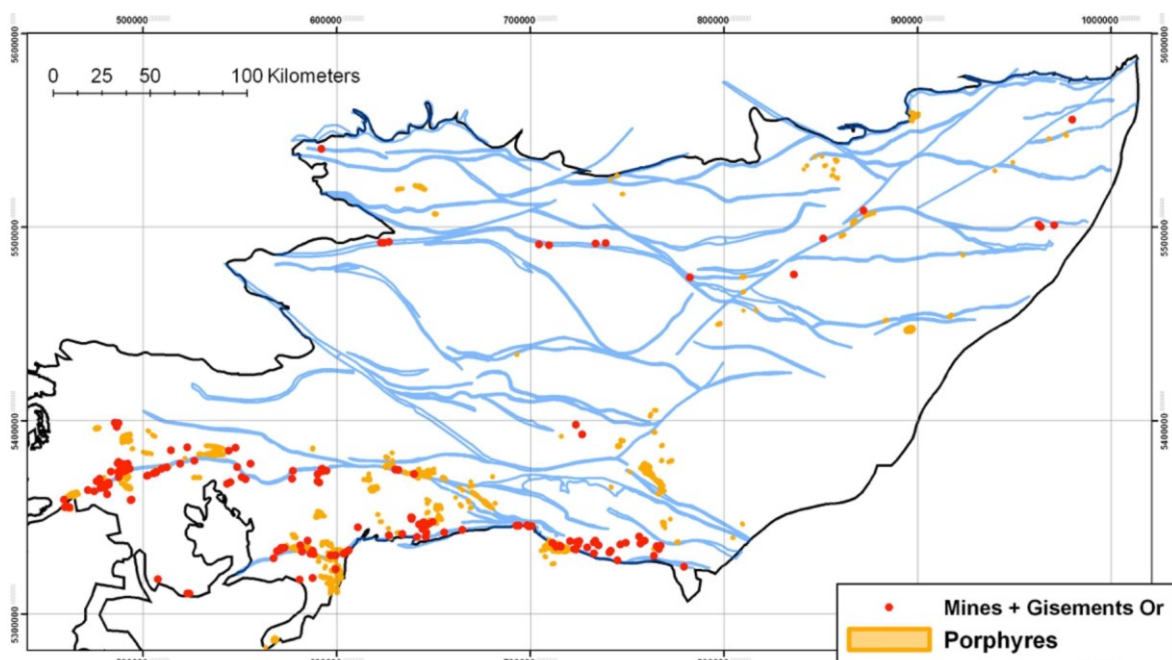


Figure 1. 2 : Carte thématique de la Sous-province de l'Abitibi. Distribution des gisements d'or, des intrusions porphyriques et des failles majeures. Tirée de Trépanier (2008).

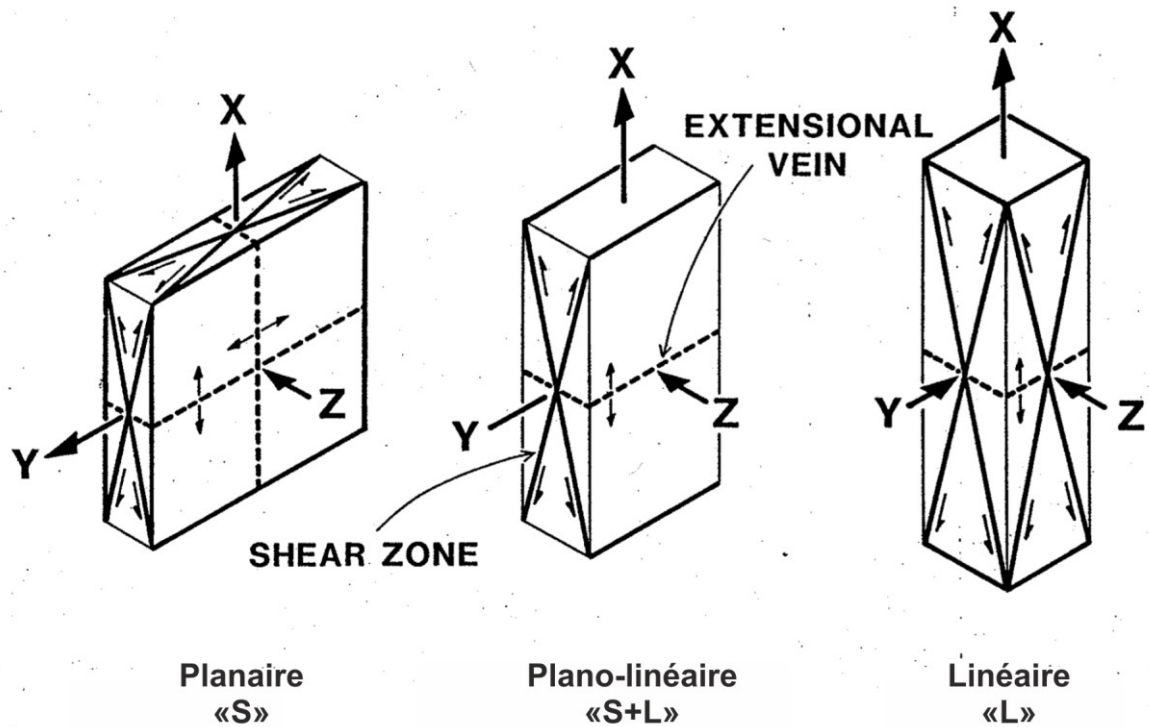


Figure 1. 3 : Diagrammes illustrant les orientations prédites des zones de cisaillements et des veines d'extensions d'après le type de déformation. Les termes «S» et «L» font référence aux fabriques structurales générées par la déformation et représentent respectivement la schistosité et les linéations d'étirement. Modifiée d'après Robert et al. (1994).

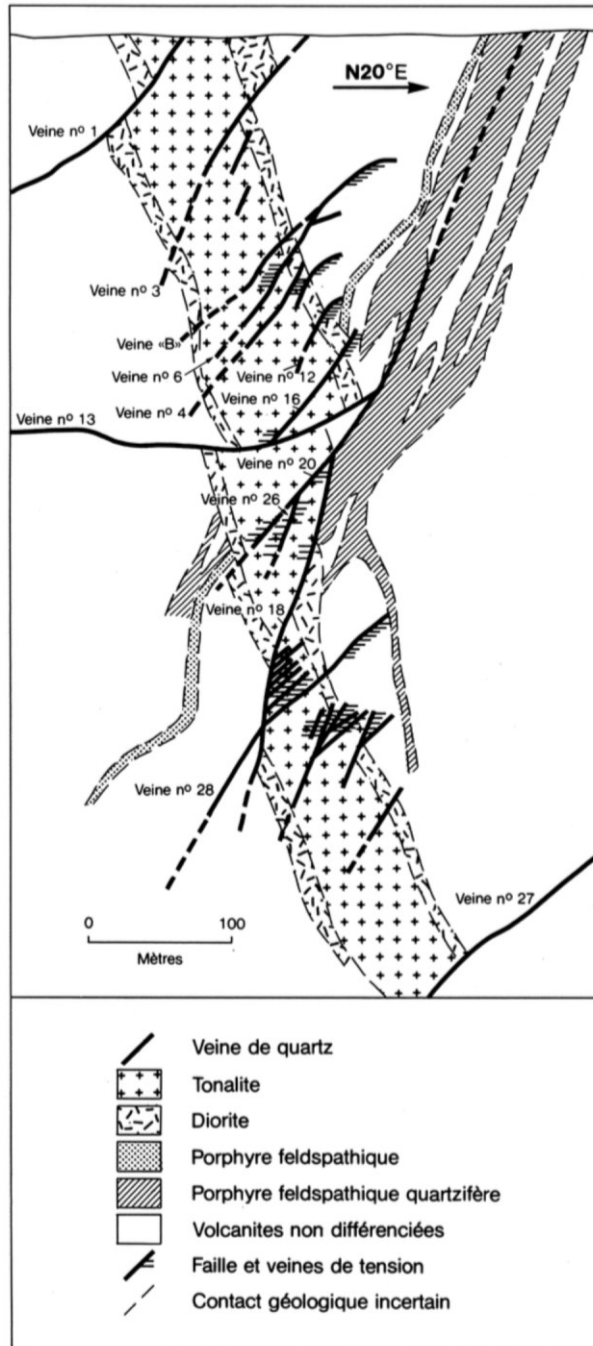


Figure 1. 4 : Coupe verticale traversant la cheminée principale de la mine Lamaque. Tirée de Sauvé et al. (1993).

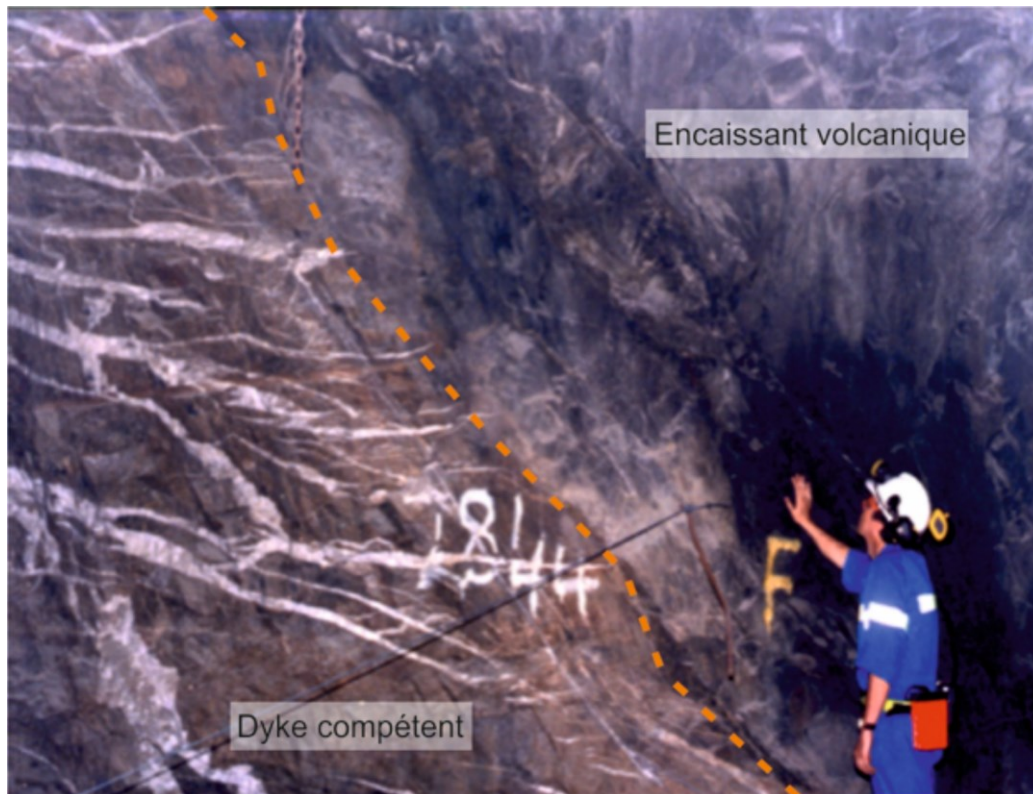


Figure 1. 5 : Photographie d'un dyke compétent encaissé par des roches volcaniques moins compétentes (Kalgoorie, Australie). À noter, les veines de quartz aurifères en extension qui sont préférentiellement développées dans le dyke. Modifiée d'après Goldfarb et Dubé (2013).

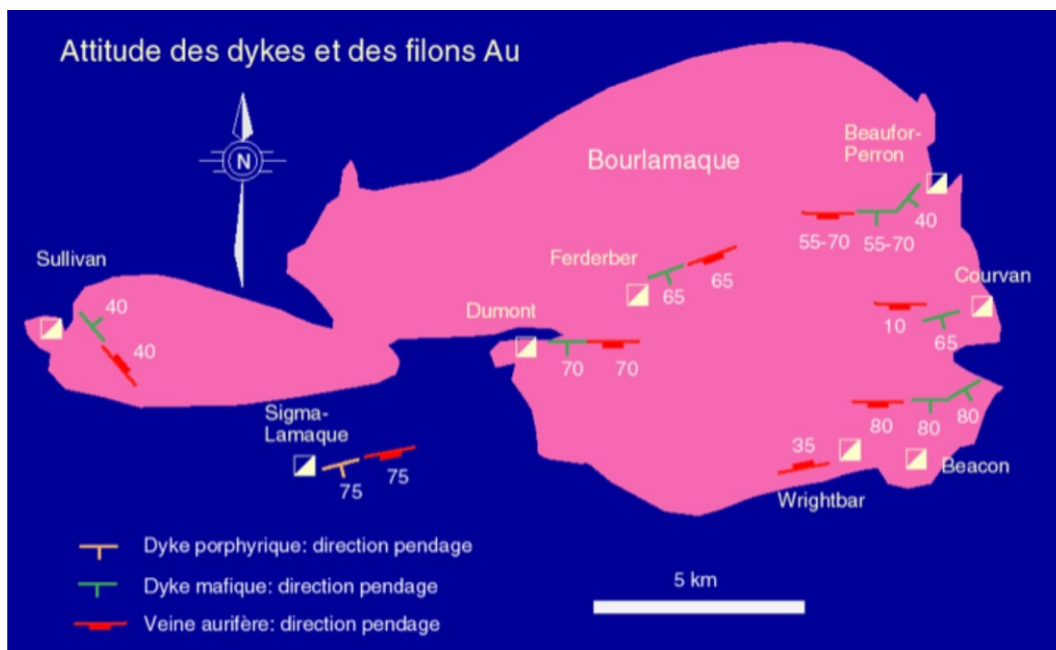


Figure 1. 6 : Représentation simplifiée du Batholite de Bourlamaque (Val-d'Or) et des gisements situés à l'intérieur. À noter, le contrôle exercé par les dykes mafiques sur le développement de zone de cisaillement et la mise en place de veines aurifères. Modifié d'après Belkabar et al. (1993).



Figure 1. 7 : Localisation de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi dans la Province de Supérieur. Tirée de Monecke et al. (2018).

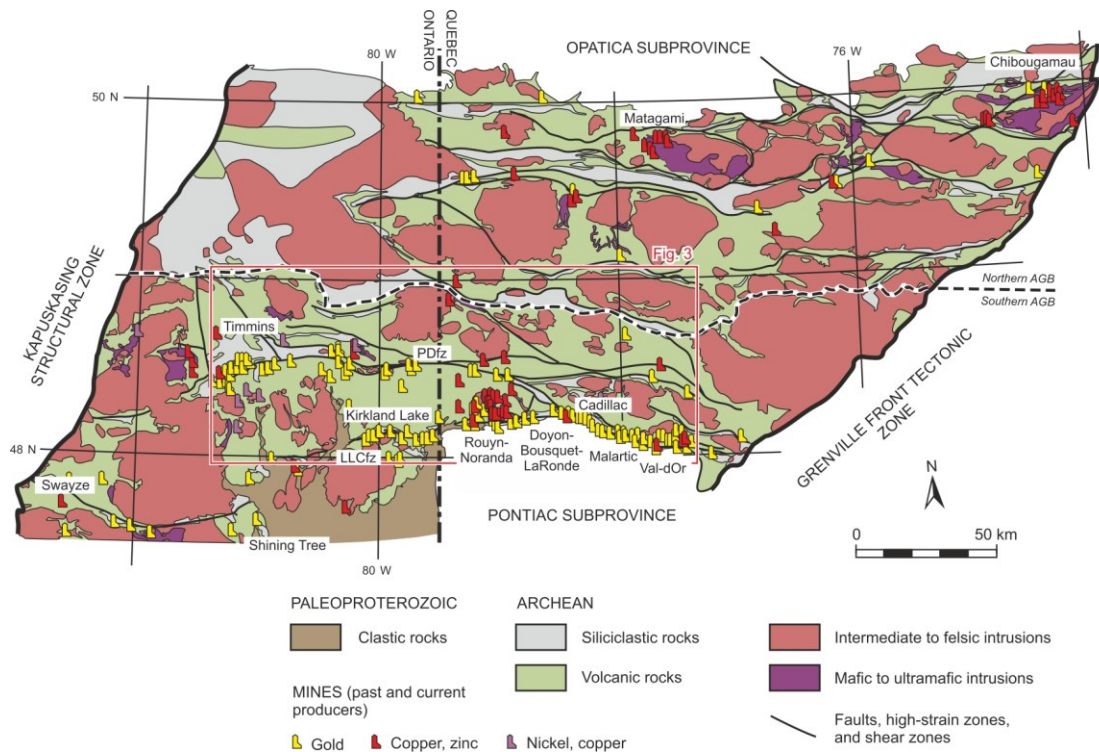


Figure 1. 8 : Géologie simplifiée de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Localisation des camps miniers et distribution des gisements d'or, de cuivre - zinc et de nickel - cuivre significatifs. Pdfz = zone de faille Destor-Porcupine, LLCfz = zone de faille Larder Lake - Cadillac. Tirée de Monecke et al. (2018).

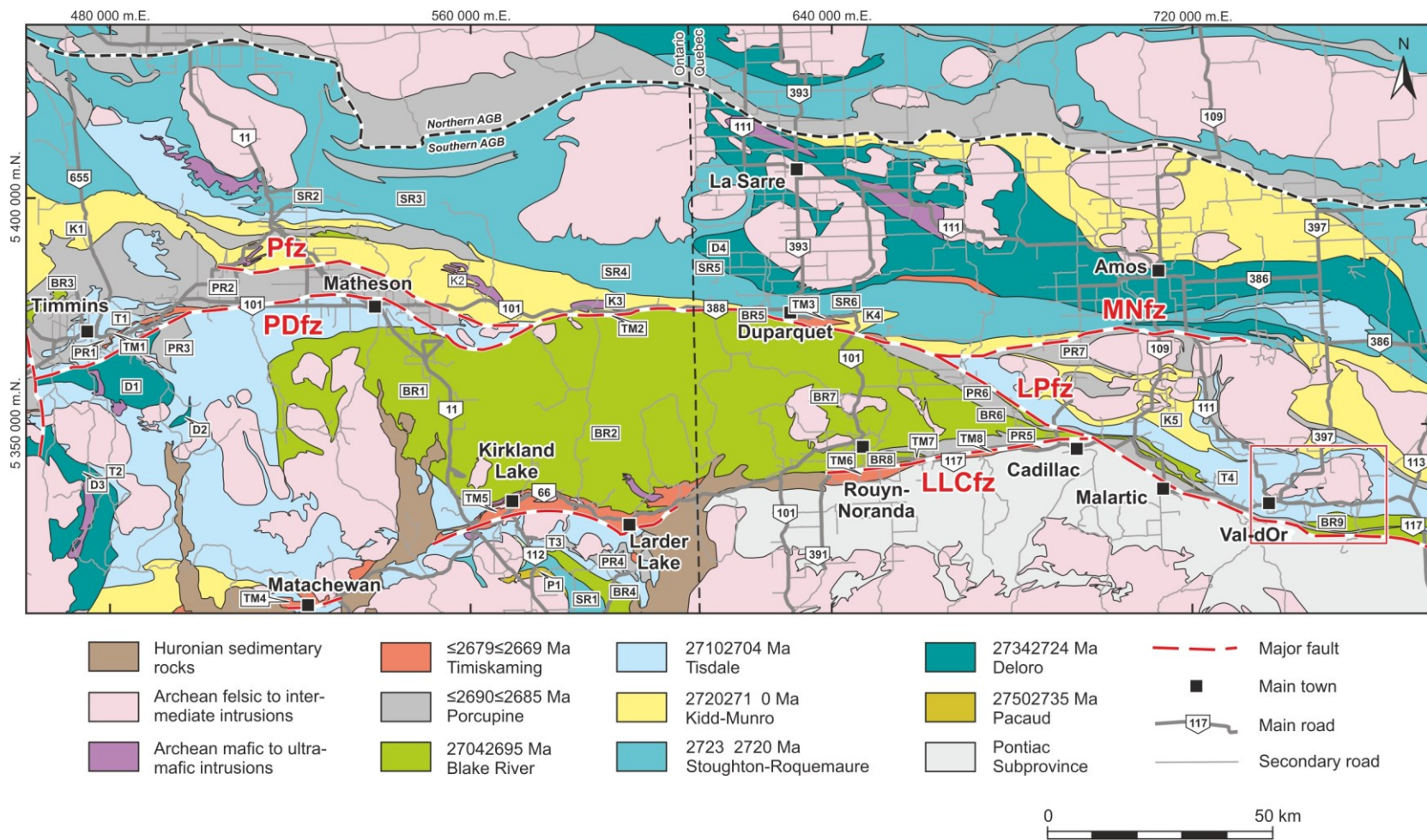


Figure 1. 9 : Géologie simplifiée de la portion sud de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, centrée sur la zone aurifère qui s'étend de Timmins à Val-d'Or. L'encadré en rouge indique la localisation du camp minier de Val-d'Or. Modifiée de Monecke et al. (2018).

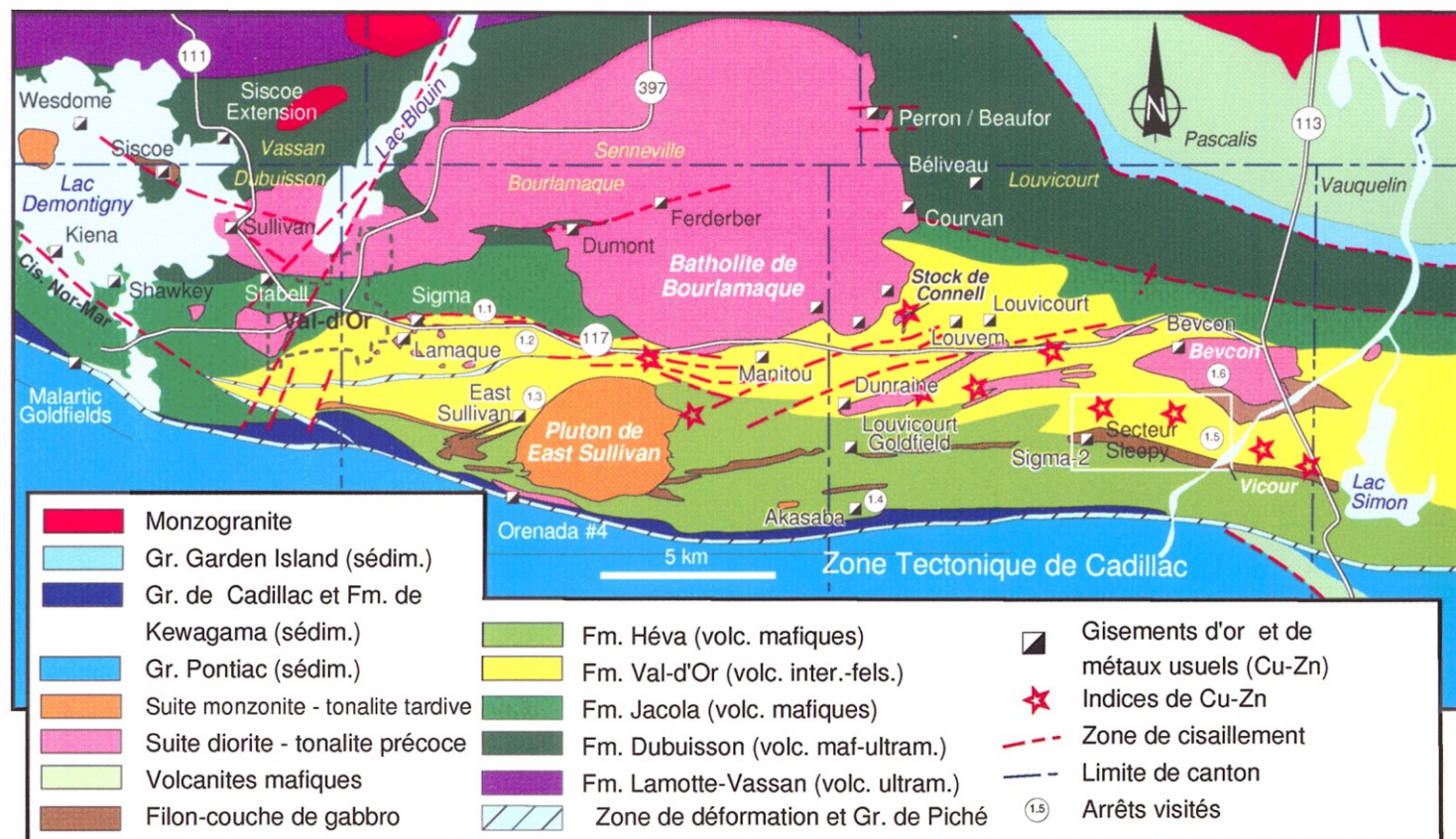


Figure 1. 10 : Géologie simplifiée de la région de Val-d'Or. Cis. Nor-Mar = zone de cisaillement Norbenite-Marbenite. Tirée de Pilote et al. (2000).

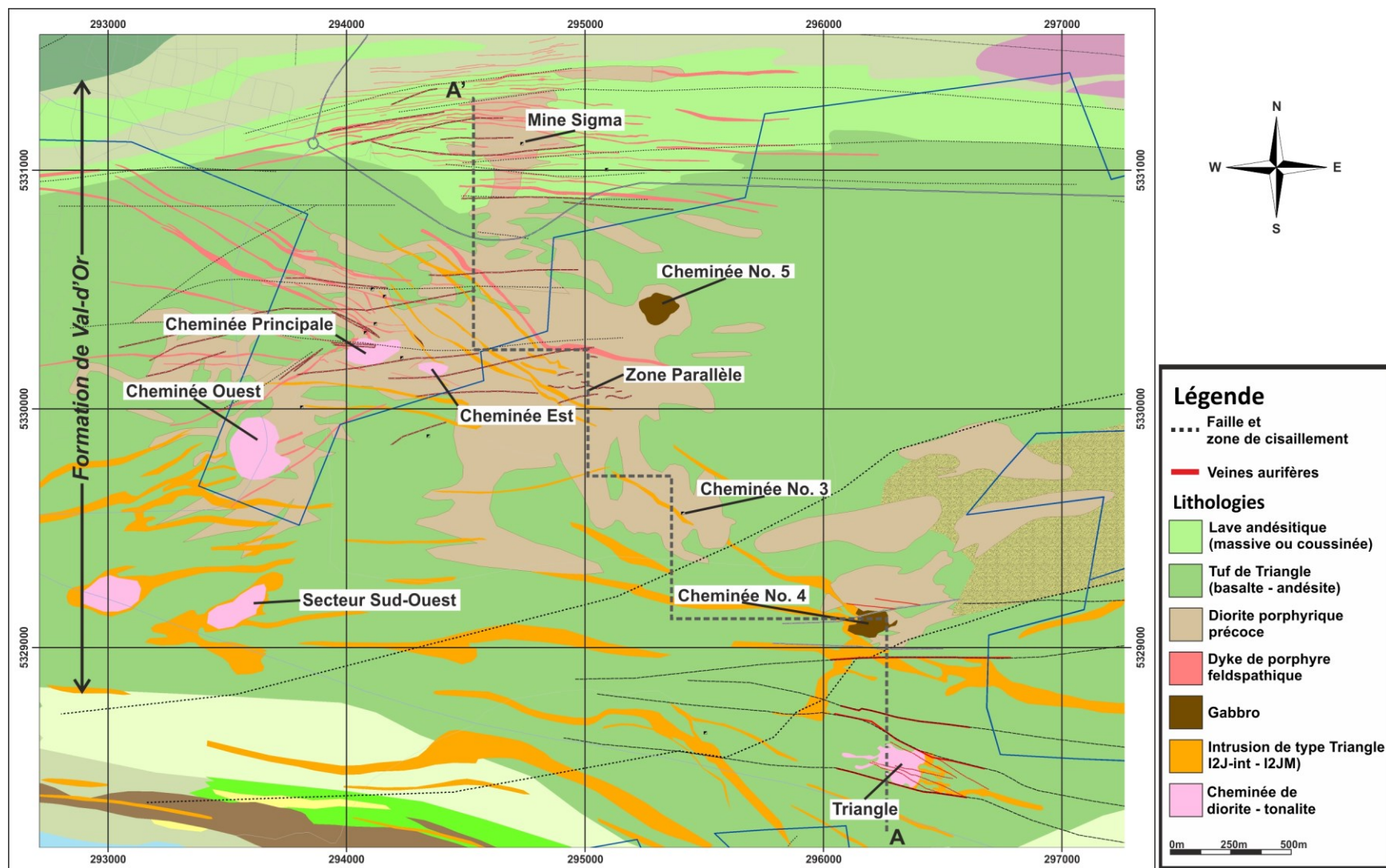


Figure 1. 11 : Carte géologique de surface de la propriété Lamaque Sud (modifiée d'Eldorado Gold, document interne). Localisation selon le système de coordonnées UTM NAD83.

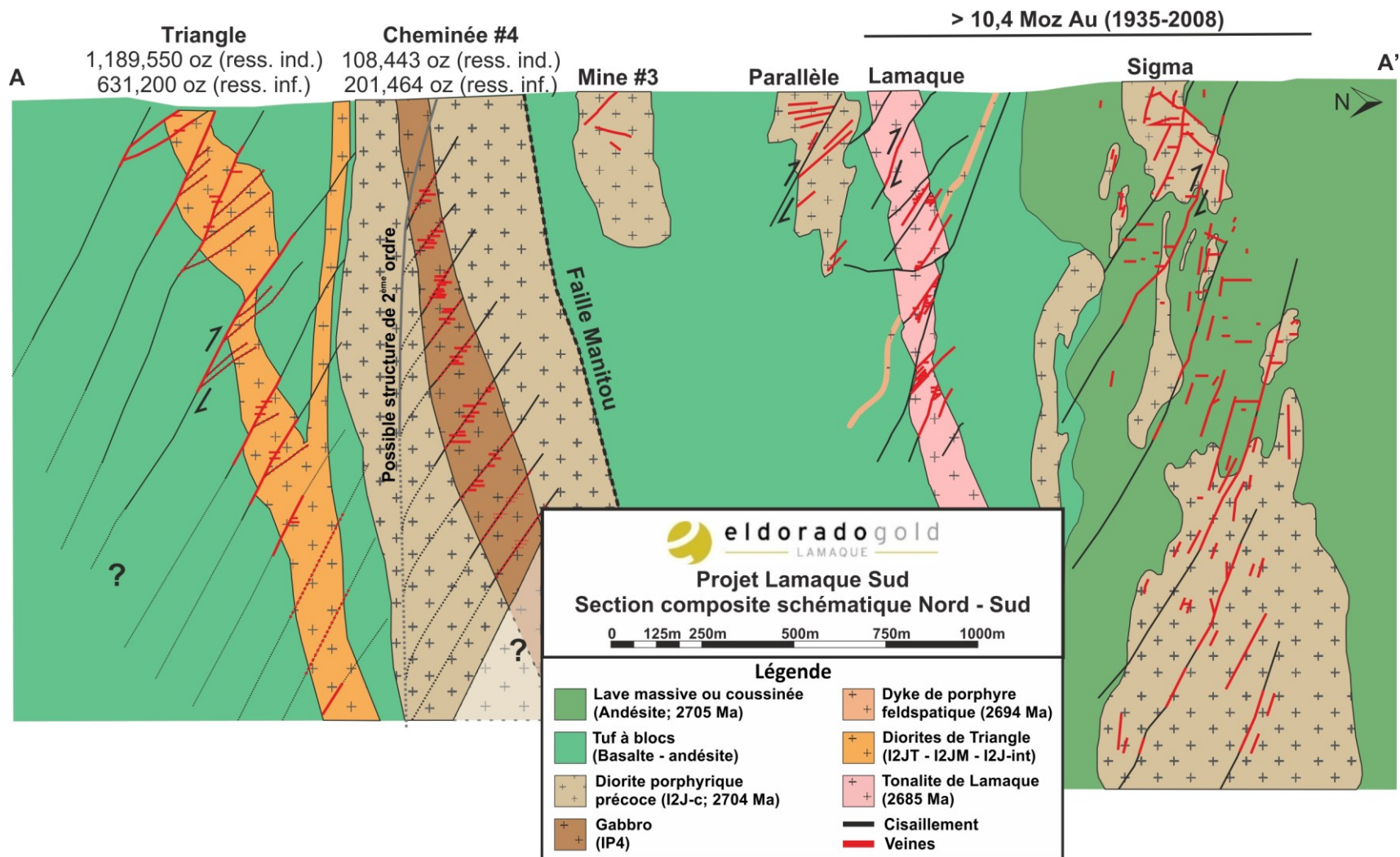


Figure 1. 12 : Section composite schématique nord - sud à travers le secteur Lamaque.

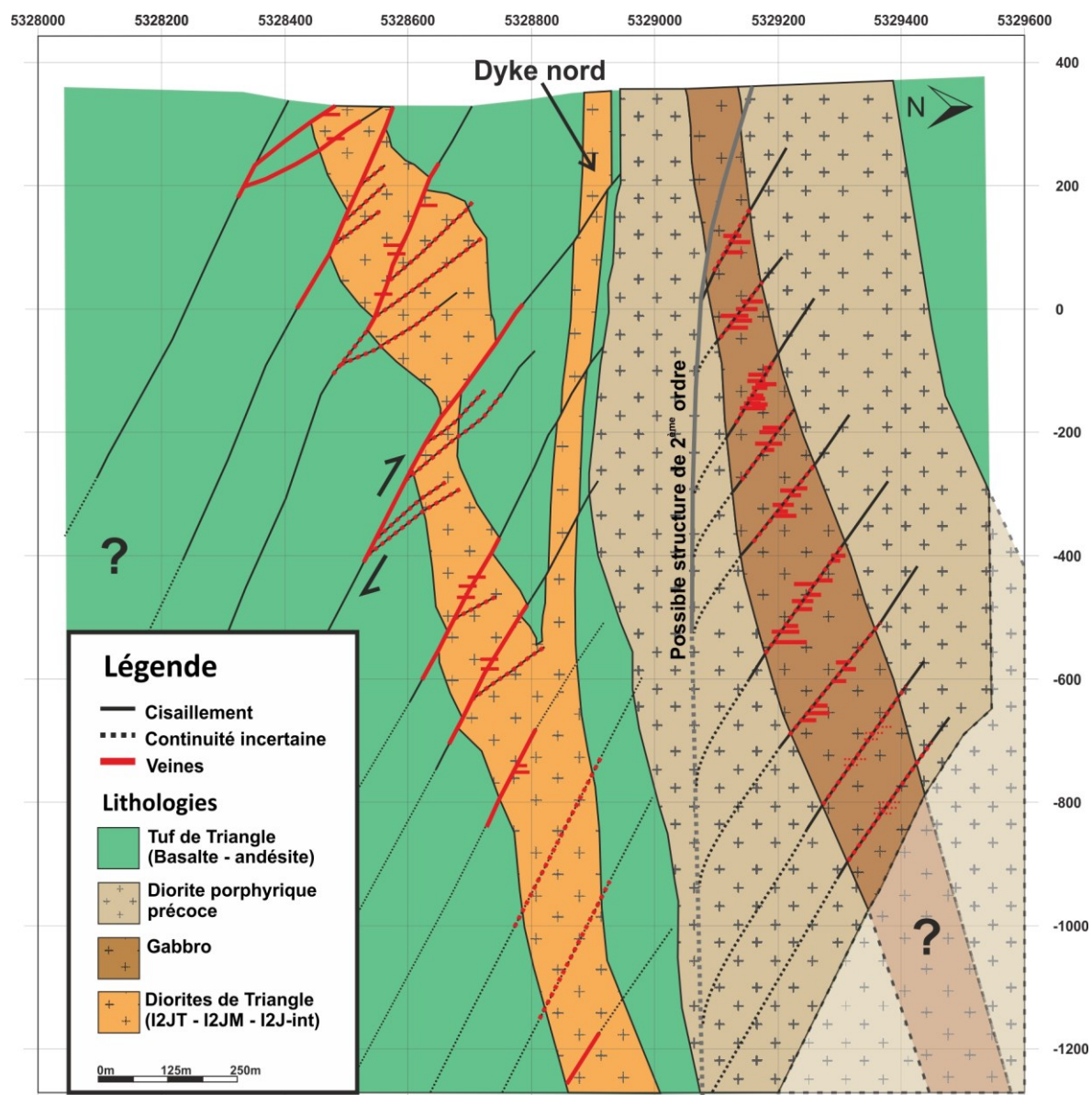


Figure 1. 13 : Section géologique nord-sud à travers les gisements Triangle et Cheminée No. 4.

CHAPITRE 2

CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES DES UNITÉS LITHOLOGIQUES DU SECTEUR TRIANGLE – CHEMINÉE No. 4

2.1 Introduction

Dans le but de comprendre comment s'expriment les effets de l'altération hydrothermale puis de la déformation dans les unités lithologiques du secteur d'étude, et d'évaluer le rôle que ces lithologies ont joué sur la nature et la distribution du réseau filonien aurifère, ce chapitre décrit les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des cheminées Triangle et No. 4, et des lithologies en relation directe avec ces deux intrusions. Les roches encaissantes, suivies des différentes phases qui forment les cheminées intrusives seront traitées individuellement. Chacune des sections est divisée en sous-sections, présentant d'abord la pétrographie (macroscopique et microscopique) puis la signature géochimique (éléments majeurs et traces) des unités lithologiques.

La caractérisation pétrographique des unités lithologiques se base sur la description de carottes de forage, et entre autres sur l'étude de 46 lames minces régulières et polies. Une synthèse des caractéristiques pétrographiques des différentes unités lithologiques est disponible à l'annexe E.

La composition géochimique des protolithes de chacun des types de roches a été définie à partir du traitement d'un ensemble de 122 analyses de roches totales (84 échantillons proviennent directement de cette étude et 38 échantillons proviennent d'études internes par Eldorado Gold). Les résultats de ces analyses sont disponibles à l'annexe C. Les 122 échantillons de roches retenues sont considérés «les moins altérés», c'est-à-dire se rapprochant le plus d'une signature primaire (< 4% PAF). Dans le cas de la diorite intermédiaire, il a été nécessaire de faire une exception à cette règle et d'inclure les échantillons présentant < 5% de PAF pour obtenir des échantillons représentatifs de tous les faciès de cette roche. Afin d'avoir une représentation latérale et verticale des gisements Triangle et Cheminée No. 4, les échantillons ont été prélevés à différentes profondeurs à partir de carottes de forage. Par ailleurs, pour permettre une comparaison de la

signature en éléments traces de chacun des types de lithologies, les diagrammes des ETR ont tous été normalisés aux chondrites C1 selon les valeurs suggérées par McDonough et Sun (1995).

Dans le but de comparer les cheminées Triangle et No. 4 avec le gisement de classe mondiale Sigma-Lamaque, les données géochimiques provenant de la Cheminée Principale de la mine Lamaque seront présentées à la fin du présent chapitre. Ces données seront par la suite utilisées pour identifier les similitudes et les différences dans la composition chimique des intrusions hôtes de ces gisements.

2.2 Tuf de Triangle

Les roches volcanoclastiques décrites dans cette section sont celles qui encaissent la Cheminée Triangle. Cette unité lithologique est fortement affectée par la déformation principale en raccourcissement. Le tuf de Triangle présente une accentuation de déformation ductile – fragile à l'interface avec la Cheminée Triangle, où il est d'ailleurs un hôte privilégié de la minéralisation aurifère filonienne. Des bandes minces et mal définies de roches volcaniques de chimie similaire sont retrouvées dans le secteur de la Cheminée No. 4. Dans ce secteur, il peut s'avérer difficile de différencier les roches volcanoclastiques de la diorite porphyrique précoce qui compose l'encaissant principal de la Cheminée No. 4.

2.2.1 Pétrographie

Divers faciès volcanoclastiques sont reconnus à l'intérieur de l'unité de tuf. Selon la classification des dépôts volcanoclastiques de Fisher (1966), qui est basée sur la granulométrie des fragments volcaniques, le tuf de Triangle se compose de : tuf à lapilli, tuf à lapilli et à blocs (le plus commun), tuf à blocs et très localement de tuf à cristaux. Il est généralement possible de différencier ces faciès en forage, cependant, ceux-ci sont regroupés en une seule unité lithologique lors de l'interprétation. Cette homogénéisation des différents faciès rend donc très difficile, voire impossible, l'interprétation des horizons individuels.

Les fragments contenus dans le tuf de Triangle sont monogéniques. L'abondance et la taille des fragments sont variables. Néanmoins, ils constituent habituellement ≤ 40 % du volume de la roche et montrent une taille typiquement inférieure à 10 cm. Ces fragments sont subarrondis à subanguleux, montrent un faible aplatissement (figure 2.1a) selon la schistosité principale (S_p) et se présentent typiquement avec une patine blanche-grisâtre à verdâtre (figure 2.1b). La patine grisâtre est le résultat d'une recristallisation des minéraux quartzo-feldspathiques alors que la patine verdâtre est causée par une abondance plus marquée d'épidote, de chlorite et plus localement d'amphibole. L'abondance de vésicules dans les fragments est variable, allant de < 1 jusqu'à 25 %.

Ces fragments reposent dans une matrice de couleur gris-vert à vert foncé, associée à des quantités irrégulières de chlorite et d'épidote. Des proportions variables de plagioclase, carbonates, ferromagnésiens (chlorite et/ou biotite) ainsi que d'amphibole (possiblement une amphibole calcique) complètent la minéralogie de ces roches. Cet assemblage de minéraux d'origine métamorphique, en plus du plagioclase (albite), témoigne du métamorphisme régional au faciès des schistes verts (Pilote et al., 2000).

Les tufs à cristaux sont une variété de tuf volumétriquement très peu abondante et ont uniquement été observés en carottes de forage. Ils sont constitués de phénocristaux de plagioclase subidiomorphes de 1 à 3 mm de diamètre moyen (figure 2.1c).

2.2.2 Géochimie

La signature géochimique des roches volcanoclastiques du secteur d'étude a été déterminée avec de 18 analyses de roche totale. La répartition est la suivante :

- 16 analyses d'échantillons recueillis en carottes de forage, et
- 2 analyses d'échantillons provenant d'études lithogéochimiques par Eldorado Gold (2016 - 2017).

Les résultats d'analyses lithogéochimiques montrent une certaine homogénéité des roches volcanoclastiques qui se retrouvent dans l'environnement immédiat de la Cheminée Triangle. Ces roches ont une composition mafique à intermédiaire, avec un contenu en SiO_2 (% poids) entre 46,3 et 56,9%. Le diagramme de Ross et Bédard (2009) montre qu'il s'agit de roches d'affinité magmatique tholéitique à transitionnelle (figure 2.2a) avec un rapport Zr/Y entre 3,1 et 4,3. Cette unité lithologique s'apparente à des basaltes (figure 2.2b) et des andésites basaltiques (figure 2.2c) selon les champs de classification de Pearce (1996) et de Winchester et Floyd (1977) respectivement.

Le diagramme en ETR (figure 2.3a) montre un spectre faiblement fractionné ($[\text{La/Yb}]_n=3,2$) et un enrichissement mineur en ETR légères ($[\text{La/Sm}]_n=1,6$). On note aussi la présence d'une légère anomalie négative en Eu, compatible avec la présence de plagioclase observé lors de l'étude pétrographique.

2.3 Diorite porphyrique précoce

La diorite porphyrique précoce est l'encaissant principal de la Cheminée No. 4. Pour cette raison et pour différencier cette unité des diorites porphyriques associées à la Cheminée Triangle, le terme précoce sera utilisé dans cette étude pour référer à cette lithologie. Il s'agit d'une unité très similaire à la diorite porphyrique que Robert et Brown (1986a) et Daigneault et al. (1983) ont respectivement reconnu aux mines Sigma et Lamaque.

2.3.1 Pétrographie

La diorite porphyrique précoce est une unité hétérogène, montrant des variations dans l'abondance de phénocristaux, variant de ± 25 jusqu'à 60 %. Cette unité présente également des variations texturales. Au niveau de l'interface avec la Cheminée No. 4, la diorite porphyrique précoce montre une texture bréchique, où l'on reconnaît des fragments anguleux, de tailles

variables, mais de même composition que la roche qui les encaisse (figure 2.4a). Néanmoins, cette transition est progressive, aucun contact net n'a été observé entre les différents faciès.

Cette unité est caractérisée par une texture primaire porphyrique composée de phénocristaux subidiomorphes de plagioclase de 0,5 à 3 millimètres de diamètre (figure 2.4b). Les phénocristaux de plagioclase sont typiquement fortement saussuritisés (figure 2.4c). On note également la présence de 5 à 10 % de pseudomorphes de phénocristaux à habitus subidiomorphe et aux sections généralement losangées (figure 2.4d) ou hexagonales. Robert (1983) suggère qu'il s'agirait de minéraux mafiques, principalement d'une amphibole calcique, possiblement accompagnée de pyroxène. Ces pseudomorphes se composent de chlorite, d'épidote, de carbonates, de quantité variable d'oxydes (ilménite faiblement remplacée en leucoxène – anatase).

La matrice de cette unité est essentiellement composée de quartz et de feldspath microcristallins, qui s'accompagne de quantités variables de chlorite, d'épidote et plus localement de mica blanc. Des quantités accessoires d'oxydes, principalement de l'ilménite, du leucoxène, du sphène et de l'apatite complètent l'assemblage minéralogique de cette unité.

2.3.2 Géochimie

La signature géochimique de la diorite porphyrique précoce encaissant la Cheminée No. 4 a été déterminée par le biais de sept analyses de roche totale. L'ensemble des analyses de roches totales provient d'échantillons recueillis en carottes de forage et est tiré des études lithogéochimiques effectuées en 2017 par Eldorado Gold.

Les résultats d'analyses lithogéochimiques montrent bien l'hétérogénéité compositionnelle décrite dans l'étude pétrographique. Le contenu en SiO₂ (% poids) de cette unité lithologique se situe entre 52,6 et 62,3 %, ce qui en fait une roche de composition plutôt intermédiaire. La diorite porphyrique précoce montre une distribution plus étendue sur le diagramme de Ross et Bédard (figure 2.2a) avec un ratio Zr/Y entre 5,4 et 8,3. Cette distribution est à la transition entre les

affinités transitionnelle et calco-alkaline. Cette unité correspond à une diorite (figures 2.2b et c) selon les diagrammes de Pearce (1996) et Winchester & Floyd (1977).

Le diagramme présenté à la figure 2.3b montre des spectres en ETR peu fractionnés avec des ratios $(La/Yb)_n$ entre 1,8 et 3,6. Les ETR légères et les ETR lourdes forment une pente relativement uniforme caractérisée par une valeur moyenne de $(La/Sm)_n = 1,6$ et $(Gd/Yb)_n = 1,08$. La présence d'une anomalie négative en Eu marque le spectre en ETR de cette unité et est compatible avec l'abondance variable de plagioclase présenté dans l'étude pétrographique et est cohérente avec l'hétérogénéité reconnue par Daigneault (1983) et Robert (1983) aux mines Lamaque et Sigma respectivement.

2.4 Cheminée Triangle

La Cheminée Triangle est la seconde en importance sur le plan de la minéralisation, suivant la Cheminée Principale de la mine Lamaque. Il s'agit d'une intrusion multiphasée qui possède une extension au nord appelée le «dyke nord». Le dyke nord s'unifie et serait possiblement recoupé par l'intrusion Triangle à une profondeur verticale d'environ 800 m (figure 1.13). Les forages réalisés en 2017 démontrent que la Cheminée Triangle se poursuit encore sous une profondeur verticale de 1400 m.

La Cheminée Triangle est composée de trois phases, la plus abondante, volumétrique et felsique étant la diorite leucocrate (au-dessus et sous la jonction avec le dyke nord). La diorite leucocrate occupe le cœur de la Cheminée Triangle. La diorite intermédiaire est une unité circonscrite au dyke nord de Triangle dans les niveaux supérieurs, soit au-dessus de la jonction entre le dyke nord et l'intrusion Triangle (figure 1.13). Sous cette jonction, la distribution spatiale de cette phase est ambiguë, mais sa présence est confirmée par des analyses de roches totales. La diorite mélanocrate est la phase la plus mafique de la Cheminée Triangle. Sa distribution spatiale n'est pas parfaitement établie, toutefois, la compilation des données de forage suggère que cette

roche occupe principalement la portion externe de la cheminée. Cependant, cette distribution est asymétrique et la phase mélanocrate est mieux développée du côté est (figure 1.11).

Les relations de chronologie relative observées à partir de carottes de forage suggèrent que la mise en place de la diorite leucocrate précède celle de la diorite mélanocrate. En effet, la présence locale de bordure de refroidissement et de fragments isolés de diorite mélanocrate incorporés dans la diorite leucocrate suggèrent une mise en place antérieure de cette unité plus mafique par rapport à la phase leucocrate. Cependant, aucune relation directe de recoupement entre les diorites leucocrate et intermédiaire ne permet de conclure avec certitude leur chronologie relative sur le terrain.

2.4.1 Diorite leucocrate

2.4.1.1 Pétrographie

La diorite leucocrate contient entre 40 et 50 % de phénocristaux subidiomorphes de plagioclase dont la taille varie entre 1 et 4 mm ($D_{moy} = 2$ mm) (figure 2.5a). Ces phénocristaux sont faiblement à moyennement saussuritisés (figure 2.5b) en plus d'être communément maclés et de présenter des zonations oscillatoires normales. Il s'agit d'andésine (An₃₈) (annexe D). On note également la présence de 7 – 12 % de microphénocristaux de quartz (figure 2.5b) à habitus cubique (voir arrondis) dont le diamètre moyen est de 0,7 mm (0,5 -1 mm). Ce quartz présente typiquement une extinction légèrement ondulante. Les microphénocristaux de quartz montrent également des évidences de recristallisation en sous-grains et présentent localement des bordures irrégulières où l'on reconnaît des néoblastes de quartz (figure 2.5c).

Les autres minéraux présents sont d'origine métamorphique. Il s'agit principalement d'épidote, de chlorite et de biotite typique d'un métamorphisme au faciès de schistes verts (Yardley, 1989). La biotite, généralement en amas, contient communément des inclusions de rutile. Cette biotite n'est préservée que dans certains secteurs de l'intrusion Triangle. La chlorite, qui se

présente dans ces amas de minéraux ferromagnésiens, tend à remplacer la biotite dans les niveaux supérieurs et intermédiaires du gisement, et à être à son tour remplacée par la biotite dans les niveaux plus profonds (sous 900 – 1000 m). Typiquement, les ferromagnésiens totalisent 5 – 15 % de l'assemblage minéralogique de cette roche. L'épidote représente communément moins de 5 % du volume total de la roche. Elle accompagne couramment les amas de ferromagnésiens, dans lesquelles on retrouve aussi des quantités accessoires d'oxydes de titane (ilménite \pm leucoxène – anatase). Il est suggéré que ces amas de ferromagnésiens puissent correspondre au remplacement d'une phase mafique primaire (magmatique), telle qu'une amphibole.

La matrice de cette unité constitue 30 – 40 % du volume de la roche et est composée principalement de quartz et feldspath microcristallin entre lesquels on retrouve jusqu'à 5 % de chlorite et/ou biotite, de l'épidote et de fines paillettes de mica blanc (figure 2.5c). Le quartz tend à être plus abondant que le feldspath dans la matrice et exhibe une texture granoblastique suturée. Le quartz et le feldspath montrent une extinction légèrement ondulante. La présence en trace d'ilménite, sphène et d'apatite complète la minéralogie de cette unité.

2.4.1.2 Géochimie

La signature géochimique de la diorite leucocrate a été déterminée avec 25 analyses de roche totale. La répartition des analyses est la suivante :

- 22 analyses provenant d'échantillons recueillis en forage, et
- 3 analyses d'échantillons provenant d'études lithogéochimiques par Eldorado Gold (2016 - 2017).

La diorite leucocrate est une intrusion de composition felsique, son contenu en SiO_2 (% poids) varie entre 64 et 68,9 %. Cette unité lithologique montre une affinité magmatique (figure 2.2a) calco-alcaline avec un ratio Zr/Y variant de 15,7 à 20,2. Le diagramme de Pearce (1996) indique que la diorite leucocrate est une diorite, alors que le diagramme de Winchester et Floyd (1977) indique une composition granodioritique. Le diagramme de Pearce (1996) concorde avec les

observations pétrographiques et la chimie des plagioclases déterminés à la microsonde électronique. Ces deux diagrammes sont présentés aux figures 2.2b et c.

Le diagramme des ETR (figure 2.3c) montre le spectre le plus fractionné des roches qui composent la Cheminée Triangle ($[La/Yb]_n=26$). Les ETR légères et les ETR lourdes sont enrichies et forment une pente relativement uniforme caractérisée par une valeur moyenne de $(La/Sm)_n = 3,8$ et de $(Gd/Yb)_n = 3,5$.

2.4.2 Diorite intermédiaire

2.4.2.1 Pétrographie

La diorite intermédiaire présente typiquement une texture primaire porphyrique à plagioclase (figure 2.6a) et plus localement une texture microporphyrique à plagioclase (figure 2.6b). La transition entre ces deux faciès est progressive. D'ailleurs, certains échantillons observés possèdent à la fois des phénocristaux et des microphénocristaux de plagioclase. Les phénocristaux (ou microphénocristaux) de plagioclase sont typiquement maclés, plus rarement zonés, possèdent un habitus idiomorphe à subidiomorphe et constituent 30 à 45 % du volume de la roche. Ces plagioclases sont saussuritisés à divers degrés et possèdent un diamètre allant de ≤ 1 jusqu'à 3 mm dont la moyenne se situe autour de 1,5 mm. Dans le faciès porphyrique comme dans le faciès microporphyrique, ces plagioclases montrent localement une texture gloméroporphyrique.

Les ferromagnésiens représentent habituellement entre 10 et 20 % du volume de la roche et se présentent communément en amas de 0,3 – 1 mm. Ils sont principalement constitués de chlorite et en moins grande proportion de biotite. Généralement, les amas de ferromagnésiens sont accompagnés de 5 – 10 % d'épidote et de quantité mineure d'oxydes de titane. Ceux-ci semblent être des pseudomorphes de minéraux mafiques (± 3 %), car les sections hexagonales rappellent d'ailleurs la forme des amphiboles (figure 2.6c).

La matrice représente de 35 à 45 % du volume total de la roche. Sa composition est principalement quartzo-feldspathique, et le quartz y est plus abondant que les feldspaths. Les minéraux quartzo-feldspathiques présentent des bordures irrégulières, une granulométrie hétérogène et une extinction ondulante. Cette matrice est complétée par une abondance variable d'épidote, se situant communément entre 10 et 20 %, et des quantités accessoires de fines paillettes de mica blanc (figure 2.6d).

Des quantités accessoires d'ilménite (\pm leucoxène – anatase), de sphène et d'apatite complètent la minéralogie de cette unité dans son faciès le plus frais et se présentent typiquement en association spatiale avec les minéraux ferromagnésiens présents.

2.4.2.2 Géochimie

La signature géochimique de la diorite intermédiaire a été déterminée par le biais de 23 analyses de roche totale. La répartition des analyses est la suivante :

- 11 analyses provenant d'échantillons recueillis en forage, et
- 12 analyses d'échantillons provenant d'études lithogéochimiques faites par Eldorado Gold (2016-2017).

Les résultats d'analyses lithogéochimiques montrent qu'il s'agit d'une intrusion intermédiaire à felsique : le contenu en SiO_2 (% poids) varie entre 59,4 et 66,8 %. Cette unité lithologique possède une affinité magmatique calco-alkaline (figure 2.2a), avec un ratio Zr/Y variant entre 10,3 et 17. Les roches du faciès microporphyrrique sont plus riches en Zr (86 – 96 ppm) que celle du faciès porphyrique (68 – 89 ppm). Cette unité lithologique montre essentiellement une composition qui s'apparente à une diorite (figures 2.2b et c) selon les diagrammes de Pearce (1996) et Winchester et Floyd (1977). Particulièrement, les échantillons du faciès microporphyrrique se démarquent par une composition qui tombe dans le champ des granodiorites sur le diagramme de Winchester et Floyd (1977). Cette classification, contrairement à celle de Pearce (1996), ne

concorde pas avec les observations pétrographiques qui indiquent qu'il y a peu ou pas de feldspath potassique dans cette roche.

Les profils présentés à la figure 2.7a montrent des spectres en ETR plus fractionnés et plus enrichis en ETR légères pour les roches porphyriques ($[La/Yb]_n = 8,3-13$; $[La/Sm]_n = 2,8-3,9$) que pour les roches microporphyriques ($[La/Yb]_n = 7-8,3$; $[La/Sm]_n = 2-2,2$). L'abondance plus élevée en ETR légères dans la roche porphyrique concorde avec une abondance de plagioclase et d'apatite plus élevée dans ce faciès. Les ETR lourdes ne sont pas affectées de manière significative par les variations de textures observées dans cette unité lithologique et sont caractérisées par une valeur moyenne de $(Gd/Yb)_n = 1,9$.

2.4.3 Diorite mélanocrate

2.4.3.1 Pétrographie

La diorite mélanocrate est caractérisée par une texture primaire porphyrique à plagioclase. Les phénocristaux de plagioclase, dont la taille moyenne est de 1,5 mm (0,5 – 3 mm) et dont l'abondance varie entre ≤ 20 à 40 % (figures 2.8a et b), sont communément maclés, localement zonés et possèdent un habitus subidiomorphe. Ces phénocristaux présentent une saussuritisation faible à moyenne (figure 2.8c).

Des phénocristaux d'amphibole sont également observés. Ceux-ci ont une taille variant entre 1 et 2,5 mm et montrent de nombreuses évidences d'instabilités. Ces reliques d'amphiboles possèdent des habitus très irréguliers et sont en voie de remplacement par un assemblage de biotite – épidote \pm chlorite (figure 2.8d). D'ailleurs, l'abondance de ferromagnésiens dans cette roche constitue un élément discriminant (figure 2.8c). Les ferromagnésiens dans la matrice forment typiquement des amas, et se présentent plus localement en grains xénoblastiques ($D_{\text{moy}} = 0,2$ mm). Ils sont plus grossiers que les minéraux quartzo-feldspathiques. L'épidote et le mica blanc microcristallins complètent l'assemblage minéralogique de la matrice. Les observations

macroscopiques et microscopiques révèlent la présence de 30 – 55 % de biotite, d'amphibole calcique et de chlorite. Les proportions respectives sont variables, mais d'une manière représentative, la biotite représente 15 – 30 % des ferromagnésiens alors que les amphiboles calciques ainsi que la chlorite correspondent respectivement à 10 – 20 % et 5 – 7 % des minéraux mafiques. La biotite contient communément de petites inclusions de zircons et par endroit de fines baguettes de rutile. On note la présence d'inclusions de biotite dans la chlorite.

La matrice microcristalline, représente 20-35 % du volume total de la roche et se compose de minéraux quartzo-feldspathiques (quartz > feldspath; 15 – 20 %), d'épidote (7 – 15 %) et de mica blanc (trace à 2 %). Les minéraux quartzo-feldspathiques montrent communément des bordures irrégulières et une extinction ondulante. Par ailleurs, on reconnaît aussi la présence de petits agrégats de quartz dans la matrice. Ce quartz montre habituellement une taille < 0,3 mm, un habitus irrégulier, des bordures suturées et peut composer jusqu'à 3 % du volume de la roche. L'origine (primaire ou secondaire) de ce quartz est ambiguë, néanmoins certains grains rappellent des microphénocristaux (origine primaire). Des quantités accessoires d'oxydes de titane (sphène > ilménite ± leucoxène – anatase), de zircon et d'apatite complètent l'assemblage minéralogique de cette unité.

2.4.3.2 Géochimie

La signature géochimique de la diorite mélanocrate a été déterminée avec de 18 analyses de roche totale. La répartition des analyses est la suivante :

- 10 analyses provenant d'échantillons recueillis en forage, et
- 8 analyses d'échantillons provenant d'études lithogéochimiques par Eldorado Gold (2016 – 2017).

La lithogéochimie de la diorite mélanocrate montre qu'il s'agit d'une intrusion intermédiaire avec un contenu en SiO₂ (% poids) variant de 55,2 à 60,7 %. Le diagramme présenté à la figure 2.2a met en évidence qu'il s'agit d'une unité lithologique d'affinité magmatique calco-alcaline, avec

un ratio Zr/Y qui varie entre 6,4 et 10. Selon les diagrammes de Pearce (1996) et de Winchester et Floyd (1977), la composition de cette roche s'apparente à une diorite (figures 2.2b et c).

Le diagramme en ETR (figure 2.7b) montre un spectre fractionné ($[La/Yb]_n = 12,3$). Les ETR légères et les ETR lourdes forment une pente uniforme caractérisée par une valeur moyenne de $(La/Sm)_n = 2,8$ et de $(Gd/Yb)_n = 2,5$. On note la présence d'une anomalie en Eu très faible sur les spectres en ETR. Bien que faible, cette anomalie est cohérente avec l'abondance variable de phénocristaux de plagioclase décrite dans l'étude pétrographique.

2.5 Gisement Cheminée No. 4

La Cheminée No. 4 est située environ 300 m au nord de la Cheminée Triangle. Contrairement à cette dernière, il s'agit d'une intrusion homogène ne montrant aucune variation chimique systématique d'un point de vue latérale et verticale. Par le passé, cette intrusion a été décrite comme une diorite mafique (Daigneault, 1983; Daigneault et al., 1983). Cependant, cette unité montre une texture différente par rapport aux diorites porphyriques retrouvées dans le secteur d'étude. Pour cette raison, et en accord avec la classification de terrain de Streckeisen (1976), cette unité sera nommée gabbro pour le reste de l'étude. Comme mentionné précédemment, la Cheminée No. 4 est principalement encaissée par la diorite porphyrique précoce et est rarement en contact avec le tuf de Triangle. Les forages récents démontrent une continuité verticale qui excède 1200 m.

2.5.1 Gabbro

2.5.1.1 Pétrographie

Le gabbro de la Cheminée No. 4 est caractérisé par une texture primaire interstitielle. Cette texture est partiellement conservée. Elle est altérée en chlorite – épidote (figure 2.9a), et ce, même dans les échantillons les plus frais dans le secteur étudié. Les autres textures notables dans le gabbro sont des textures pseudomorphique et micrographique.

Les pseudomorphes de feldspath, dont l'abondance varie entre 40 – 50 %, sont typiquement fortement saussuritisés voire complètement remplacés. Ils présentent un habitus subidiomorphe à idiomorphe et possèdent un diamètre moyen de 1,5 mm (variant entre 0,5 – 3 mm) (figures 2.9b et c). On note également la présence de 1 – 5 % de plagioclase subidiomorphe à xénomorphe à bordure irrégulière. Cette deuxième population de plagioclase est faiblement saussuritisée et est de taille beaucoup plus fine, avec un diamètre moyen de 0,5 mm (figure 2.9d). L'analyse des plagioclases à la microsonde électronique (annexe D) a révélé que dans tous les cas, «les mieux préservées» sont de l'albite (Ab98). Les plagioclases ont subi une forte saussuritisation, suggérant que leur composition originale est calcique. L'albite résiduelle est le résultat de cette saussuritisation et est probablement issu du métamorphisme régional au faciès des schistes verts.

La chlorite est une phase interstitielle qui se retrouve aussi en altération des feldspaths. Elle constitue entre 15 et 35 % de la roche et se présente en amas diffus xénomorphes. En plus de l'épidote associée à la saussuritisation des feldspaths, cette roche présente entre 3 et 7 % d'épidote xénomorphe interstitielle en grains individuels ou petits amas de 0,2 mm de diamètre moyen. Le gabbro contient aussi communément de petits agrégats de quartz ($D_{\text{moy}} = 0,3 \text{ mm}$). Ces derniers possèdent un habitus irrégulier et montrent des évidences de recristallisation en sous-grains (figure 2.9e). Il est cependant difficile de trancher sur l'origine de ces agrégats de quartz, à savoir s'ils sont primaires ou secondaires.

La présence de 20 – 30 % de minéraux quartzo-feldspathiques (feldspath > quartz) donne l'aspect d'une matrice microcristalline (figure 2.9e). Le feldspath et le quartz sont typiquement à bordures faiblement irrégulières et montrent une extinction légèrement ondulante. Des jonctions triples sont localement présentes mais ne constituent pas une caractéristique commune aux échantillons de gabbro étudiés.

Deux échantillons prélevés en profondeur de 874 m et 930 m (longueur forage) ont permis d'observer la présence d'amphibole. Dans ces échantillons, l'abondance de l'amphibole est d'environ 3 %. Elle semble très instable et est en voie de remplacement par un assemblage de chlorite, épidote avec des quantités mineures de carbonates, de biotite et d'oxyde (magnétite). L'habitus cristallin et l'instabilité de cette phase dans l'assemblage minéralogique de la roche suggèrent qu'il s'agit d'une phase instable au faciès des schistes verts. Il pourrait donc s'agir d'une hornblende primaire ayant été partiellement préservée dans une portion plus profonde du gisement à un faciès supérieur du métamorphisme régional (figure 2.9f).

Une caractéristique importante et discriminante du gabbro est l'abondance d'oxydes. On retrouve entre 2 et 7 % de titanomagnétite primaire. Cette titanomagnétite contient des exsolutions d'ilménite qui sont altérées à divers degrés en leucoxène - anatase (figure 2.9g). La présence de titanomagnétite caractérise les gabbros peu ou pas altérés et est à l'origine de la susceptibilité magnétique apparente élevée de cette unité lithologique.

2.5.2.2 Géochimie

La signature géochimique du gabbro a été déterminée avec 15 analyses de roche totale. La répartition des analyses est la suivante :

- 12 analyses provenant d'échantillons recueillis en forage, et
- 3 analyses d'échantillons provenant d'études lithogéochimiques par Eldorado Gold (2016 – 2017).

Les résultats d'analyses lithogéochimiques indiquent qu'il s'agit d'une intrusion mafique à intermédiaire avec un contenu en SiO₂ (% poids) variant de 50 à 50,7 %. Le gabbro se distribue à la transition entre les domaines tholéiitique et transitionnel (figure 2.2a) avec un ratio Zr/Y de 2,9 à 3,9. La composition de cette unité lithologique s'apparente à un gabbro (figures 2.2b et c) selon les diagrammes de Pearce (1996) et Winchester et Floyd (1977).

Le diagramme en ETR (figure 2.7c) montre des spectres relativement plats, faiblement fractionnés ($[La/Yb]_n = 1,9$). Les spectres sont légèrement enrichis en ETR légères ($[La/Sm]_n = 1,5$) et plus faiblement en ETR lourdes ($[Gd/Yb]_n = 1,2$).

2.6 Porphyre feldspathique «PF»

Les dykes de porphyre feldspathique sont similaires à ceux reconnus à la mine Lamaque et rapportés par Daigneault (1983) comme étant identiques à ceux décrits par Robert (1983) à la mine Sigma dans la portion nord de la propriété. Néanmoins, les dykes de porphyre feldspathique sont rarement rencontrés dans le secteur des gisements Triangle et Cheminée No. 4. Pour cette raison, leur distribution spatiale est ambiguë. Une évidence de recoupement observée en carottes de forage suggère que la mise en place des dykes de porphyre feldspathique précède possiblement la diorite leucocrate. Il s'agit cependant d'une observation ponctuelle.

2.6.1 Pétrographie

Dans le secteur du gisement Triangle, les dykes de porphyre feldspathique se composent de 15 – 30 % de phénocristaux subidiomorphes de plagioclase dont la taille varie entre 3 et 10 mm. Ceux-ci sont moyennement à fortement saussuritisés en plus de contenir de fines inclusions de mica blanc et localement de carbonate. Habituellement ces phénocristaux sont maclés et montrent communément une texture gloméroporphyrique (figure 2.10a). Par endroit, jusqu'à 5 % de petits yeux de quartz bleu sont observés (figure 2.10a), leur taille est généralement de 1 – 2 mm.

La matrice du porphyre feldspathique se compose principalement de quartz microcristallin et de plagioclase finement grenu. Les cristaux de plagioclase contenus dans la matrice ont généralement une taille $\leq 0,2$ mm, des bordures irrégulières et sont disposés aléatoirement (figures 2.10b et c). Ces cristaux de plagioclase contiennent aussi des petites inclusions d'épidote, par endroit de mica blanc et plus rarement de carbonate. Le quartz est recristallisé, les jonctions triples sont communes et il présente une granulométrie homogène. On retrouve également entre 5 et 20

% d'amas diffus de chlorite et 3 à 15 % de petits grains d'épidote entre les minéraux quartzo-feldspathiques de la matrice. Ces minéraux sont d'origine métamorphique. La présence en quantité accessoire de sphène, d'ilménite avec localement du leucoxène - anatase et de l'apatite complète la minéralogie de la matrice des dykes de porphyre feldspathique.

2.6.2 Géochimie

La signature géochimique des dykes de porphyre feldspathique a été déterminée avec 5 analyses de roche totale. La répartition des analyses est la suivante :

- 2 analyses provenant d'échantillons recueillis en forage, et
- 3 analyses d'échantillons provenant d'études lithogéochimiques par Eldorado Gold (2016 – 2017).

La lithogéochimie indique que les dykes de porphyre feldspathique sont des roches de composition intermédiaire avec un contenu en SiO_2 (% poids) entre 53 et 60 %. Ces dykes sont d'affinité magmatique calco-alkaline (figure 2.2a), avec un ratio Zr/Y qui varie de 5,7 à 6,4. Ils tombent près de la limite avec le domaine transitionnel tel que défini par Ross et Bédard (2009). La composition chimique de cette unité lithologique s'apparente à une diorite (figures 2.2b et c) selon les diagrammes de Pearce (1996) et Winchester et Floyd (1977).

Le diagramme présenté à la figure 2.11a montre un spectre en ETR fractionné avec un ratio $(\text{La/Yb})_n$ entre 3,7 et 4,2. Les ETR légères sont légèrement enrichies $([\text{La/Sm}]_n = 1,5-1,9)$ et forment une pente relativement uniforme avec les ETR lourdes $([\text{Gd/Yb}]_n = 1,5-1,7)$. Une légère anomalie négative en Eu caractérise le spectre en ETR de cette unité lithologique. Cette anomalie est compatible avec la variabilité de taille et d'abondance des plagioclases soulignés dans l'étude pétrographique.

2.7 Géochimie des intrusions de la Cheminée Principale de la mine Lamaque

La signature géochimique de la tonalite, de la diorite à quartz et de la diorite à amphibole a été déterminée avec 11 analyses de roche totale. Tous les échantillons ont été recueillis à partir du seul forage visant l'extension de la Cheminée Principale de la mine Lamaque (LD-16-001AW3). La répartition des analyses est la suivante :

- 3 analyses de la tonalite,
- 4 analyses de la diorite à quartz, et
- 4 analyses de la diorite à amphibole.

Il faut cependant mentionner que les échantillons de tonalite montrent de légers signes d'altération hydrothermale. Bien qu'ils soient les échantillons les moins altérés à notre disposition (restreint par l'unique forage disponible), ceux-ci présentent néanmoins une moyenne de 1,4 % CO₂, 1,98 % S et 2,9 % PAF.

La lithogéochimie indique que la tonalite et la diorite à quartz sont essentiellement des intrusions de composition felsique, alors que la diorite à amphibole est de composition intermédiaire. Les contenues en SiO₂ (% poids) respectifs sont de 65,1, 66,8 et 55,7 %. Ces trois unités lithologiques sont d'affinité magmatique calco-alcaline (figure 2.2a), présentant des ratios Zr/Y respectifs de 17,8, 15,4 et 8,3. Selon les champs des diagrammes de Pearce (1996) et de Winchester et Floyd (1977), la composition de la tonalite est une syénite ou une monzonite, alors que la diorite à quartz s'apparente à une monzonite et que la diorite à amphibole tombe plutôt dans le domaine des diorites. Ces diagrammes sont présentés aux figures 2.2b et c. Les échantillons de la tonalite et de la diorite à quartz se démarquent par leur classification compositionnelle respective qui s'apparente à des roches plus alcalines. Selon le calcul des minéraux normatifs déterminés à partir de la norme CIPW (qui ne prend pas en compte l'abondance de minéraux hydratés), seulement trois échantillons (un pour la tonalite et deux pour la diorite à quartz) contiennent plus de 10 % de feldspath potassique (tableau 2.1). Pour la tonalite, il s'agit de l'échantillon LD-001-09 (10,9 %) alors que pour la diorite à quartz, il s'agit des échantillons LD-001-05 (10,6 %) et LD-001-

06 (13,2 %). Nos observations pétrographiques (une lame mince pour les échantillons LD-001-09 et LD-001-06), indiquent qu'il y a peu ou pas de feldspath potassique et que la biotite et la muscovite forment de 7 à 20 % du volume de ces roches (figure 2.12). Pour ces raisons, et sachant que ces échantillons sont légèrement altérés, les classifications suggérées par les diagrammes de Pearce (1996) et de Winchester et Floyd (1977) ne sont pas concluantes et cohérentes. Ainsi, la nomenclature «tonalite» et «diorite à quartz», originellement employée afin de référer à ces deux unités lithologiques sera conservée pour le reste de cette étude.

Les profils présentés à la figure 2.11b montrent des spectres en ETR fractionnés pour ces trois unités lithologiques. La tonalite est la plus fractionnée ($[La/Yb]_n = 27,5$) et la plus enrichie en ETR légères ($[La/Sm]_n = 4,7$). Le fractionnement de la diorite à quartz est caractérisé par un ratio $(La/Yb)_n = 16,9$ et son enrichissement en ETR légères par un rapport $(La/Sm)_n = 4,2$. La diorite à amphibole montre le spectre en ETR le moins fractionné des trois ($[La/Yb]_n = 10,7$). Les ETR légères et les ETR lourdes forment toutefois une pente plus uniforme dans cette unité, caractérisée par des valeurs de $(La/Sm)_n = 2,7$ et $(Gd/Yb)_n = 2,4$.

2.8 Comparaison des signatures géochimiques

Les cheminées Principale (mine Lamaque) et Triangle sont toutes deux associées à des intrusions multiphasées d'affinité magmatique calco-alkaline (figure 2.2a), en plus d'être situé à $\leq 1,5$ km l'une de l'autre. Il est donc intéressant de comparer leur signature géochimique.

Le diagramme de la figure 2.13a montre que les spectres en ETR des lithologies qui composent ces deux cheminées sont très fractionnés ($[La/Yb]_n \geq 9$). La comparaison individuelle des spectres de la diorite leucocrate et de la tonalite (figure 2.13b), la diorite intermédiaire et la diorite à quartz (figure 2.13c) ainsi que la diorite mélanocrate et la diorite à amphibole (figure 2.13d) montre une similitude apparente dans le fractionnement et la distribution des ETR. Il apparaît donc probable que les phases intrusives qui composent la Cheminée Triangle soient des équivalents d'un point de vue chimique à celle qui constitue la Cheminée Principale (mine Lamaque). Ces

résultats suggèrent également des processus de différenciation magmatique effectifs dans une source magmatique commune (Rollinson, 1993). Cet aspect sera détaillé dans la section sur la géochronologie.

Par ailleurs, le diagramme (figure 2.14) présente les profils relativement plats ($[La/Yb]_n \leq 3,2$) et faiblement enrichis en ETR légères ($[La/Sm]_n \leq 1,7$) du gabbro de la Cheminée No. 4 et du tuf de Triangle. Ces deux unités sont également d'affinité magmatique transitionnelle à tholéiitique (figure 2.2a). Ces caractéristiques similaires entre les spectres et l'affinité magmatique de ces deux lithologies impliquent ici aussi la possibilité d'un lien comagmatique.

2.9 Sommaire

Cette section vise à faire une synthèse des principaux éléments présentés précédemment dans la caractérisation des unités lithologiques. On retient les points suivants :

- La Cheminée Triangle est multiphasée, composée de roches intrusives porphyriques calco-alcalines et est encaissée par un tuf de composition mafique à intermédiaire.
- La Cheminée No. 4 est une intrusion homogène composée d'un gabbro tholéiitique à transitionnel, et est encaissée par la diorite porphyrique précocée. Cette diorite porphyrique montre des hétérogénéités compositionnelles et texturales.
- Les spectres en ETR normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) suggèrent que :
 - Les diorites leucocrate, intermédiaire et mélanocrate de Triangle sont co-magmatiques.
 - La diorite leucocrate est un équivalent à la tonalite de la Cheminée Principale de la mine Lamaque.
 - La diorite intermédiaire est un équivalent à la diorite à quartz de la Cheminée Principale de la mine Lamaque.
 - La diorite mélanocrate est un équivalent à la diorite à amphibole de la Cheminée Principale de la mine Lamaque.

FIGURES DU CHAPITRE 2

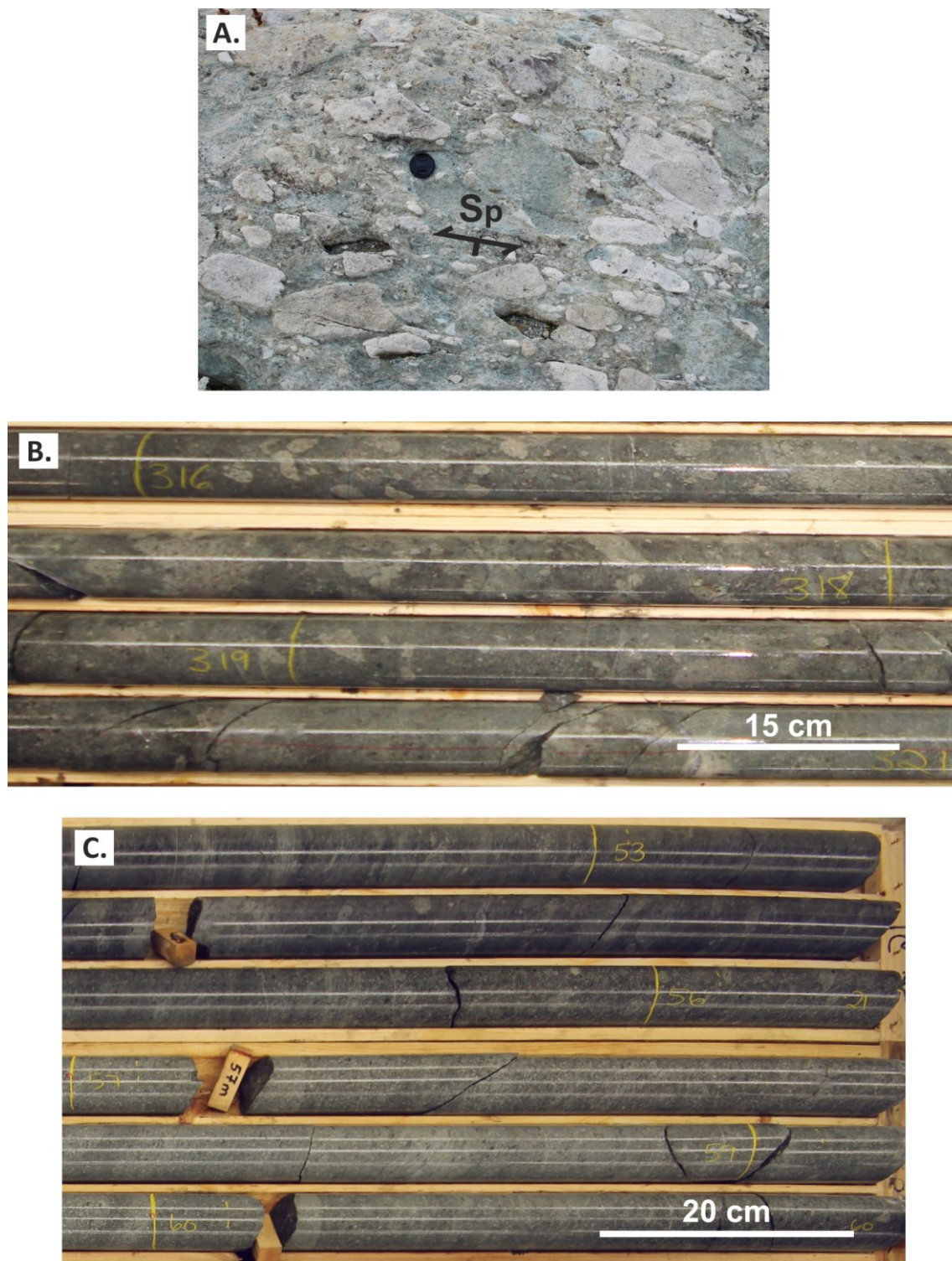


Figure 2. 1 : Photographies des roches de l'unité de tuf. (A) Léger aplatissement des fragments, vue sur un affleurement en bordure de la route 117, bureau d'exploration d'Eldorado Gold. (B) Aspect typique du Tuf de Triangle en forage, les fragments sont subarrondis à subanguleux de teinte gris-vert. Forage TM-15-038, 319 m. (C) Transition progressive d'un faciès à lapilli vers un faciès plus riche en cristaux de plagioclase. Forage TU-17-016, 56 m.

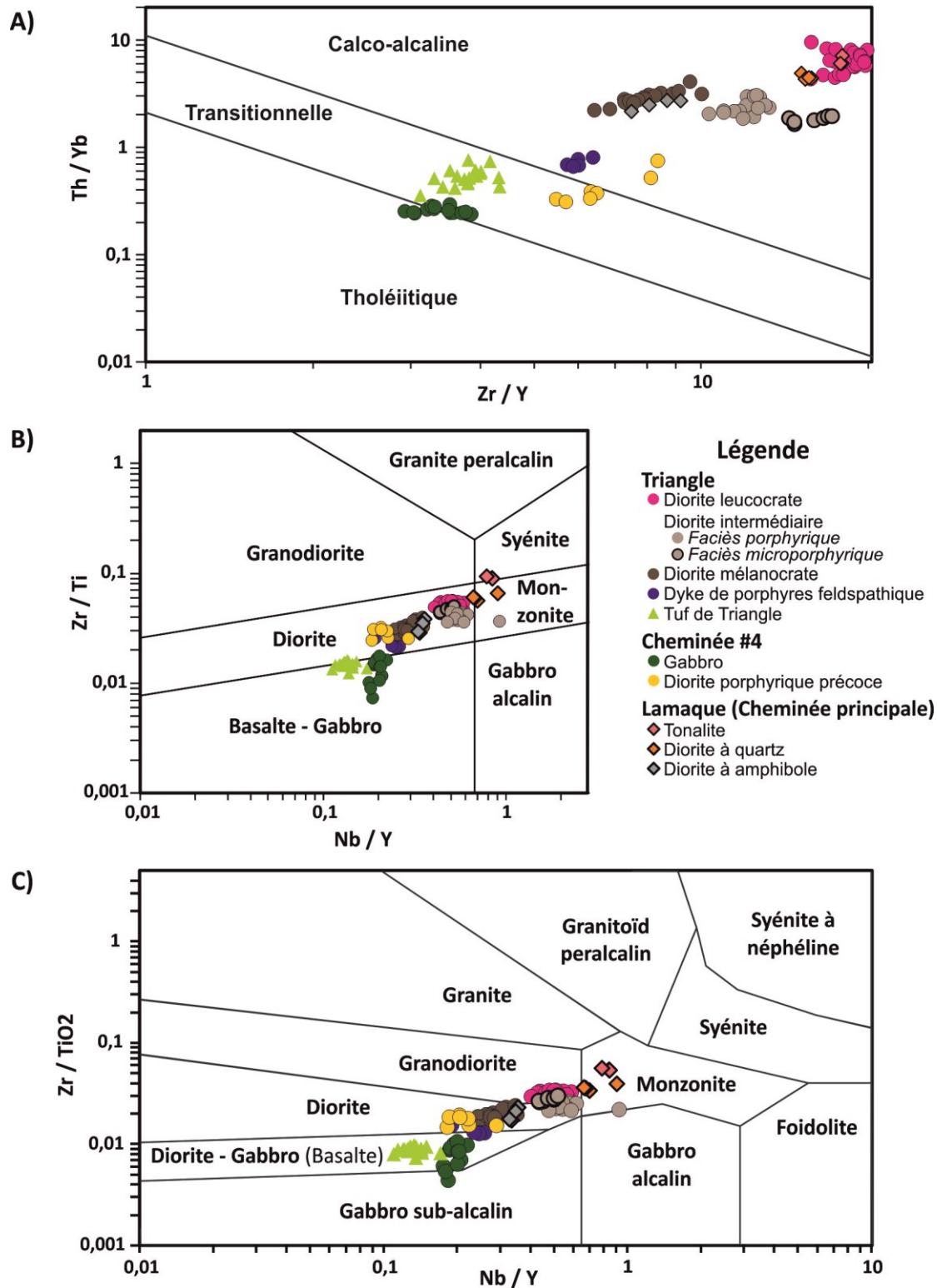


Figure 2. 2 : Diagrammes binaires montrant les caractéristiques lithogéochimiques des unités lithologiques principales. (A) Affinité magmatique selon Th/Yb en fonction de Zr/Y (Ross et Bédard, 2009). (B) Classification des roches selon Zr/Ti en fonction de Nb/Y (Pearce, 1996). (C) Classification des roches selon Zr/TiO₂ en fonction de Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977).

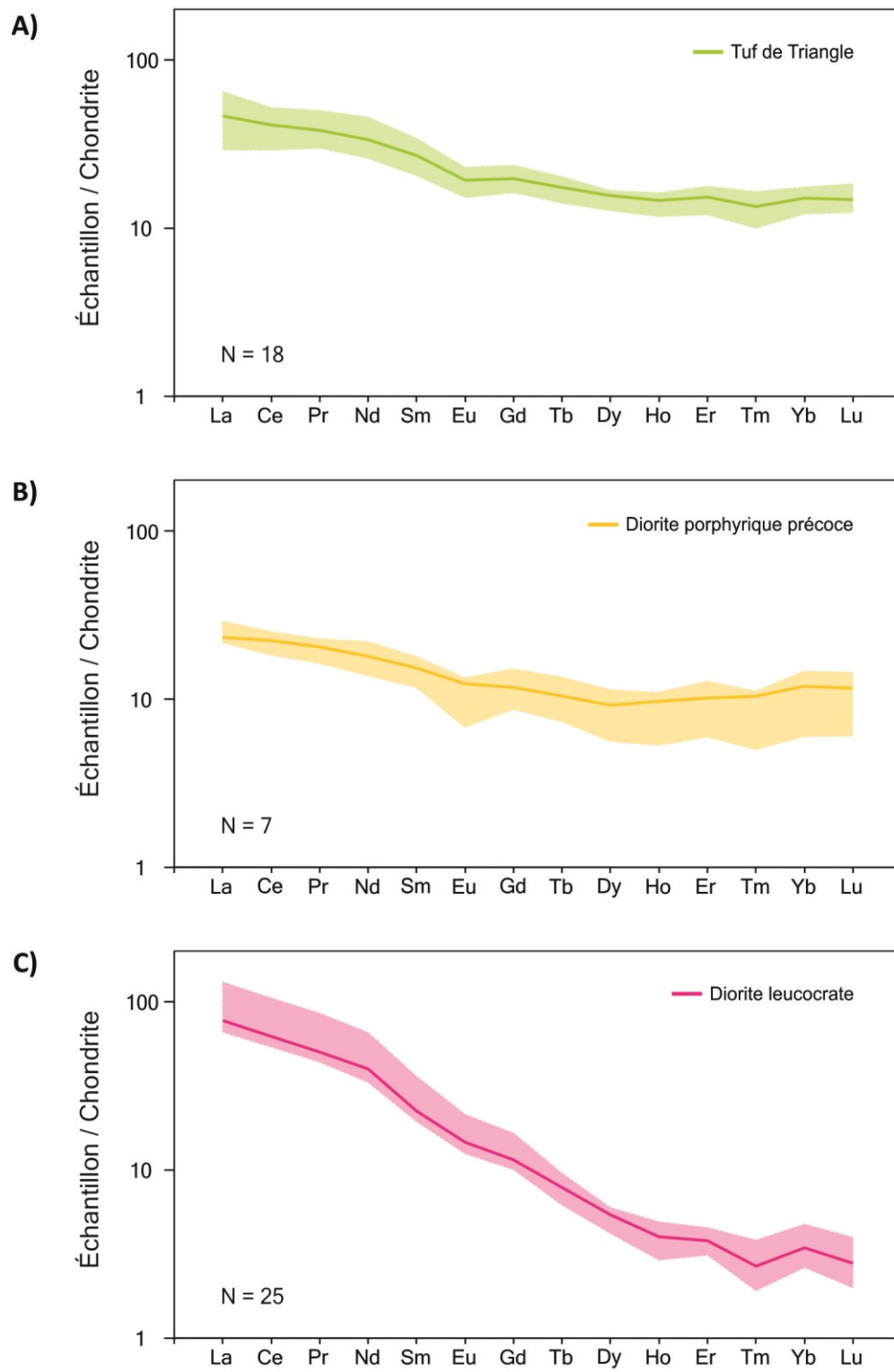


Figure 2. 3 : Spectres en ETR normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995). (A) Tuf de Triangle. (B) Diorite porphyrique précoce. (C) Diorite leucocrate.

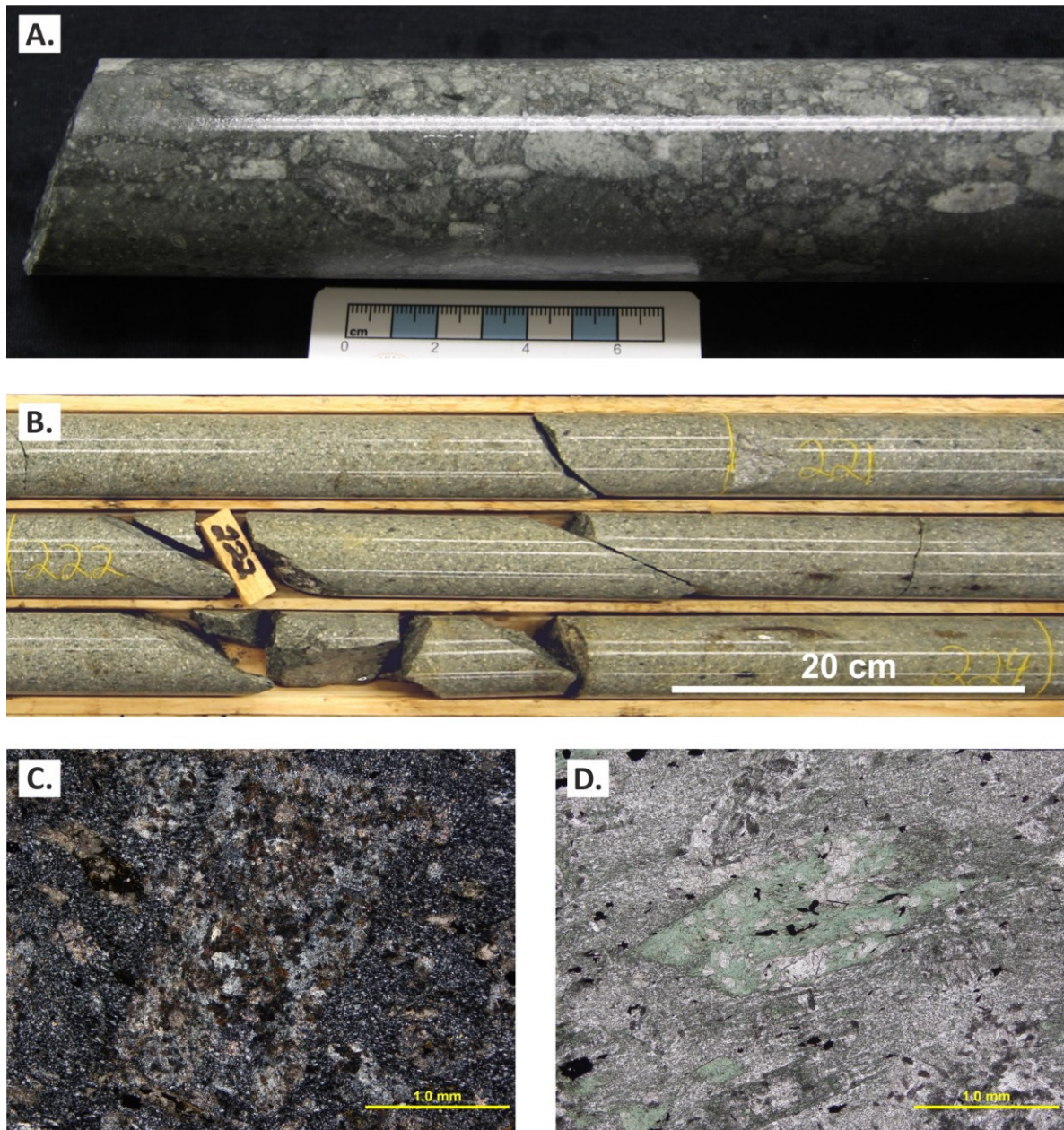


Figure 2. 4 : Photographies et microphotographies de la diorite porphyrique précoce. (A) Texture bréchique au contact avec la Cheminée No. 4. Forage P4-15-024, 35 m. (B) Texture et aspect typique de cette unité en carotte de forage. Forage P4-16-37, 222 m. (C) Saussuritisation moyenne à forte des phénocristaux de plagioclase. Lame mince P4L-06-02, lumière polarisée. (D) Pseudomorphe d'amphibole à section hexagonale. Lame mince P4L-06-02, lumière naturelle.

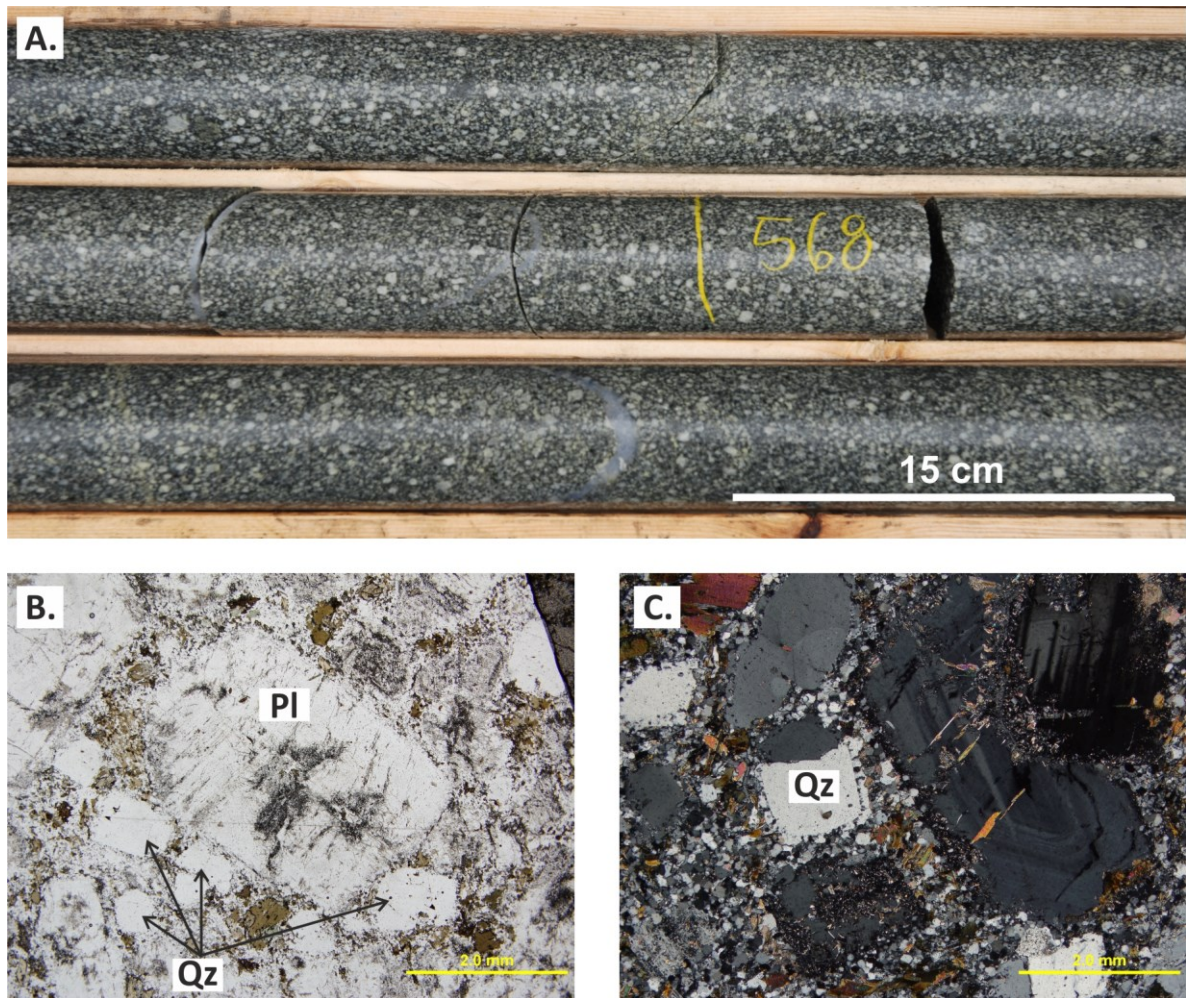


Figure 2. 5 : Photographie et microphotographies de la diorite leucocrate. (A) Texture et aspect typique de cette roche en carotte de forage. Forage TM-15-068, 568m. (B). Vue d'ensemble. À noter, la saussuritisation faible des phénocristaux de plagioclase et l'abondance de microphénocristaux de quartz. Lame mince TML-42-01, lumière naturelle. (C) Vue d'ensemble. À noter, les zonations marquées dans le plagioclase et les bordures irrégulières des microphénocristaux de quartz (en voie de recristallisation). Lame mince TM-14-01, lumière polarisée. PI = plagioclase et Qz = quartz.

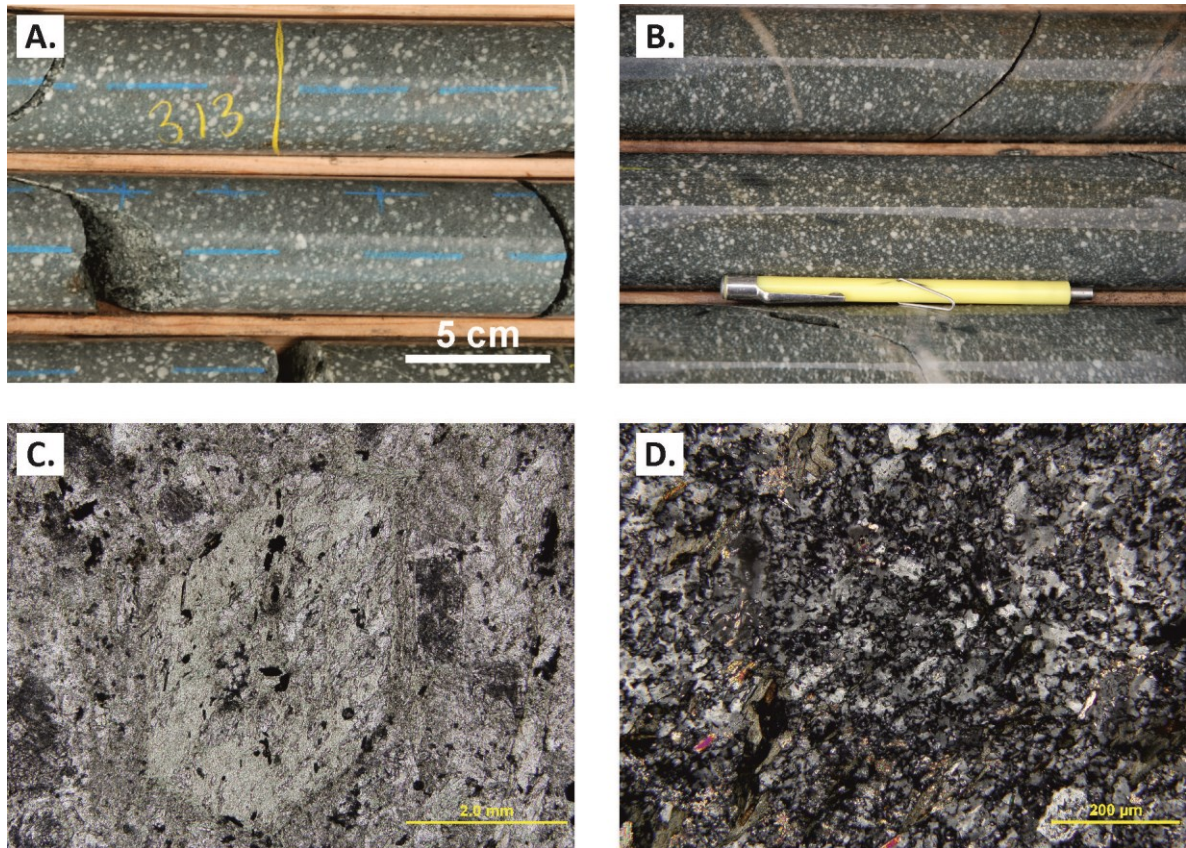


Figure 2. 6 : Photographies et microphotographies de la diorite intermédiaire. Texture et aspect typique en carotte de forage du faciès: (A) porphyrique (forage P4-15-026, 313 m) et (B) microporphyrique (forage P4-12-17, 470 m). (C) Pseudomorphe d'amphibole à section hexagonale. lame mince TM-46-01, lumière naturelle. (D) Bordures très irrégulières des minéraux quartzo-feldspathiques dans la matrice. lame mince TM-65-01, lumière polarisée.

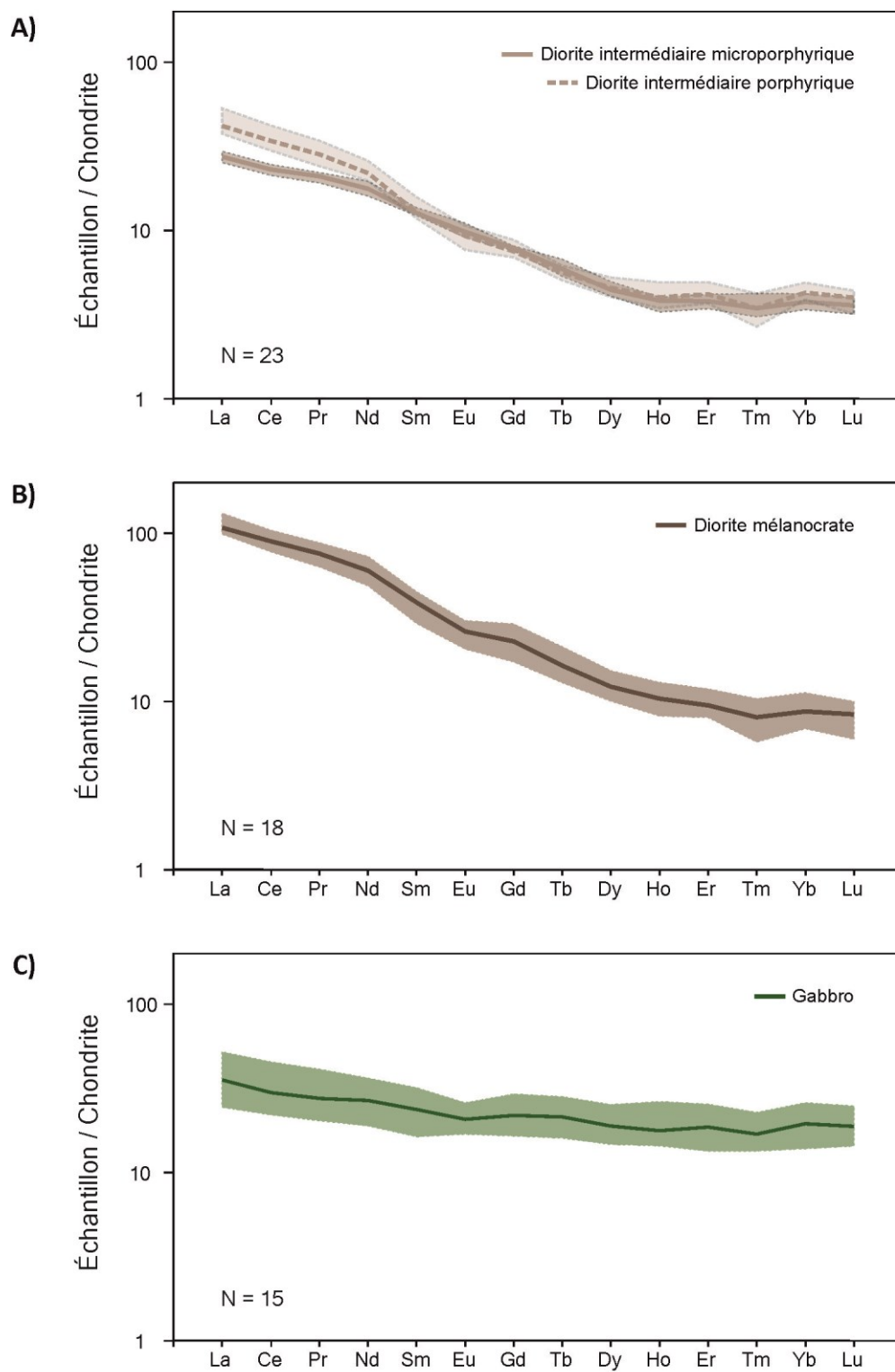


Figure 2. 7 : Spectres en ETR normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995). (A) Diorite intermédiaire. (B) Diorite mélanocrate. (C) Gabbro.

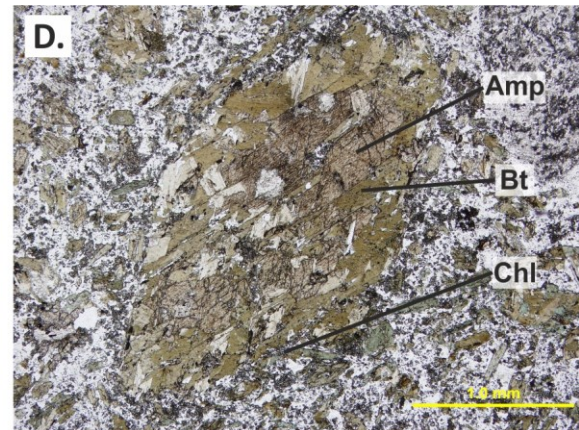
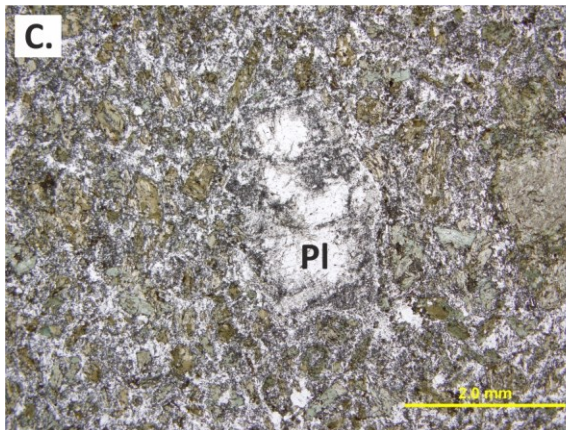
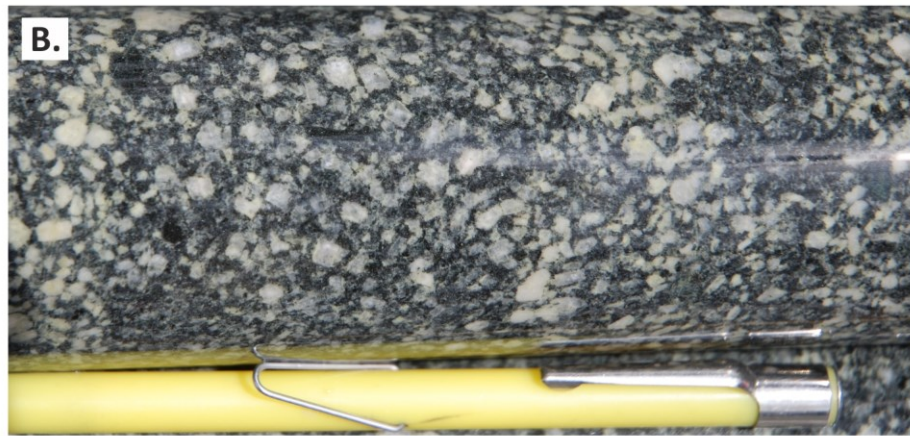
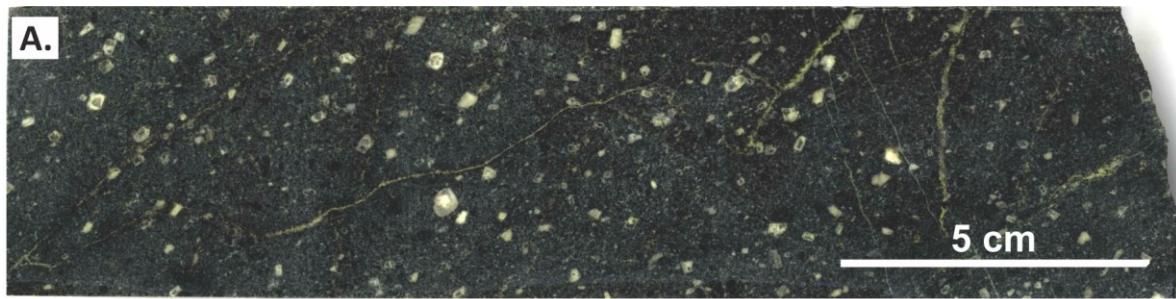


Figure 2. 8 : Photographies et microphotographies de la diorite mélanocrate. (A) et (B) Variation dans l'abondance de phénocristaux de plagioclase (A: forage TM-13-014, 419 m et B: forage SO-16-005, 353 m). (C) Abondance distinctive de minéraux mafiques et saussuritisation faible à moyenne des phénocristaux de plagioclase. Lame mince JD-2017-02, lumière naturelle. (D) Phénocristal d'amphibole partiellement remplacé par un assemblage de biotite - épidote \pm chlorite. Lame mince TM-122-01, lumière naturelle. Pl = plagioclase, Amp = amphibole, Bt = biotite et Chl = chlorite.

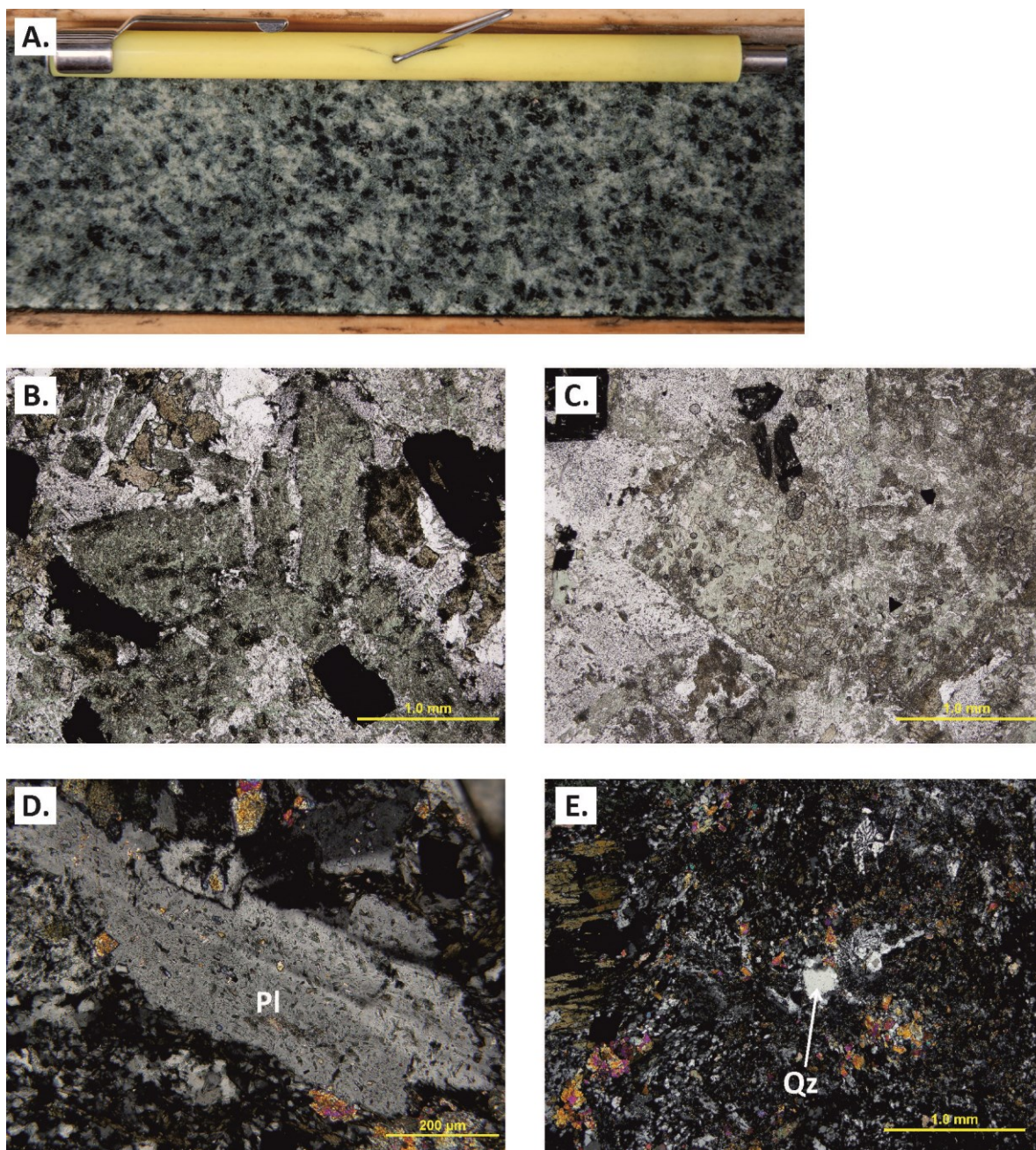


Figure 2. 9 : Photographie et microphotographies du gabbro. (A) Texture et aspect typique en carotte de forage (forage P4-16-034, 874 m). (B) et (C) Habitus et altération (saussuritisations) des plagioclases. Lame mince P4-28-01, lumière naturelle. (D) Plagioclase fin à habitus irrégulier et saussuritisations faibles. Lame mince P4-28-01, lumière polarisée. (E) Agrégat de quartz et minéraux quartzo-feldspathiques microcristallins. Lame mince JD-2017-05, lumière polarisée. Pl = plagioclase et Qz = quartz.

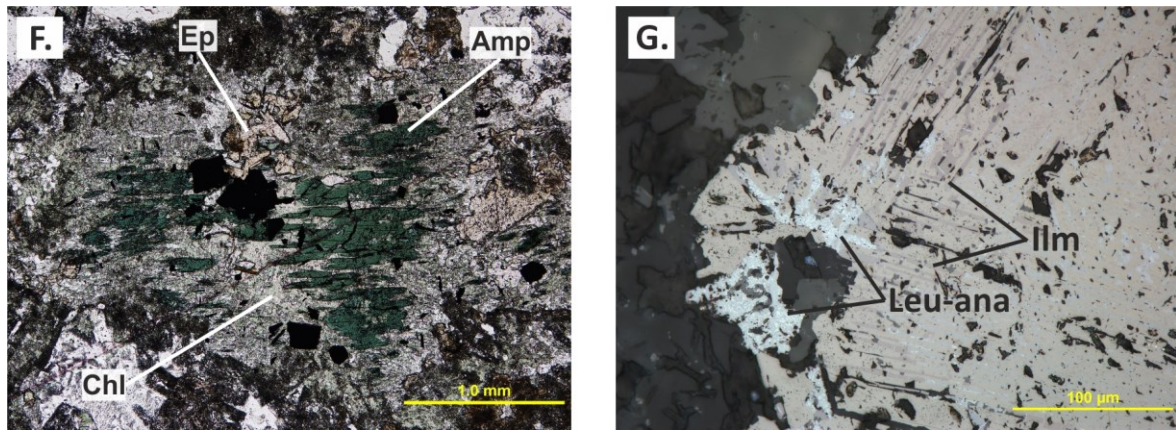


Figure 2.9 (suite) : (F) Relique d'amphibole primaire (hornblende?) partiellement remplacée. lame mince JD-2017-05, lumière naturelle. (G) Titanomagnétite primaire avec exsolutions d'ilménite partiellement remplacées en leucoxène - anatase. lame mince JD-2017-03, lumière réfléchie. Amp = amphibole, Chl = chlorite, Ep = épidote, Leu-ana = leucoxène - anatase, et Ilm = Ilménite.

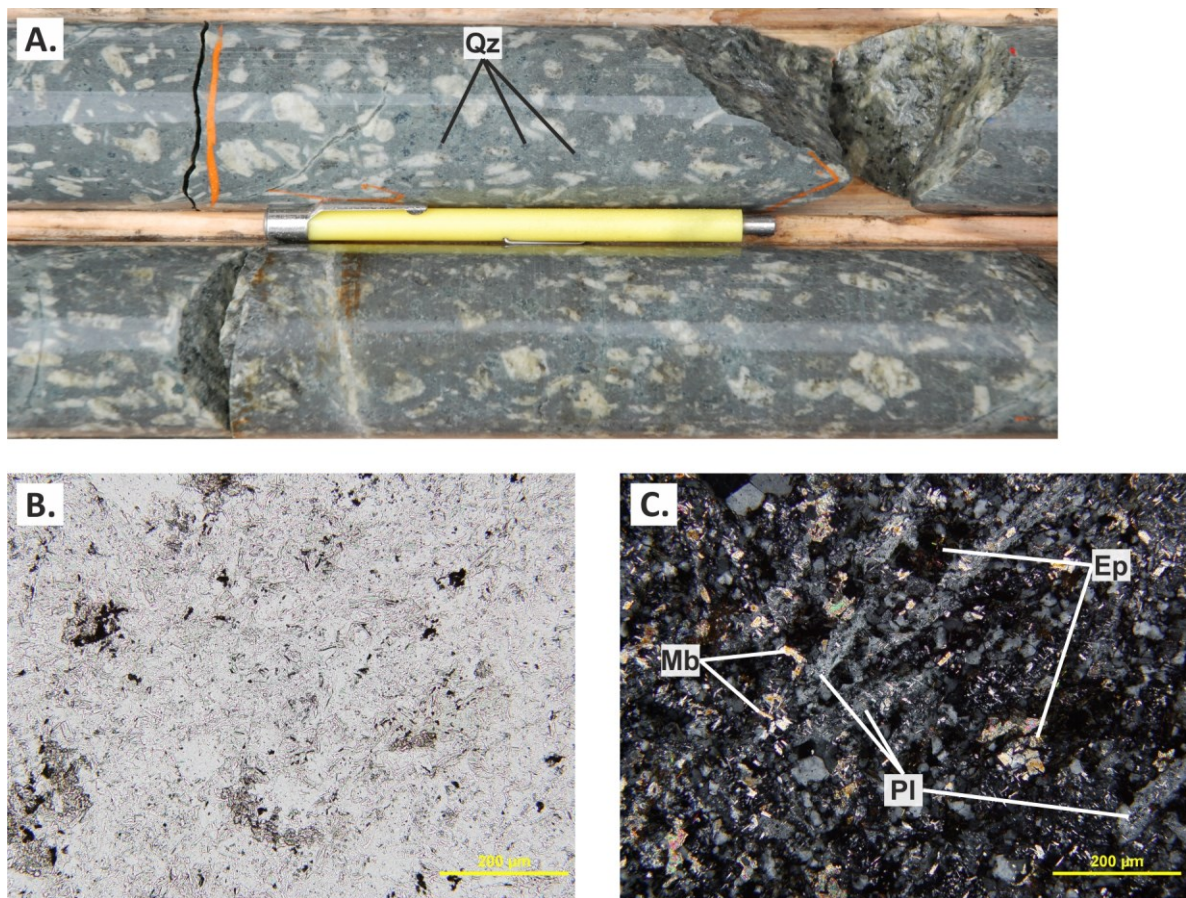


Figure 2. 10 : Photographie et microphotographies des dykes de porphyre feldspathique. (A) Texture et aspect typique en carotte de forage. À noter, la texture glomérporphyrique des phénocristaux de plagioclase et les petits yeux de quartz bleu (forage TM-15-061, 137 m). (B) et (C) Composition et habitus de la matrice. lame mince TM-41-01, lumière naturelle et polarisée (respectivement). Qz = quartz, Ep = épidote, Mb = mica blanc, et Pl = plagioclase.

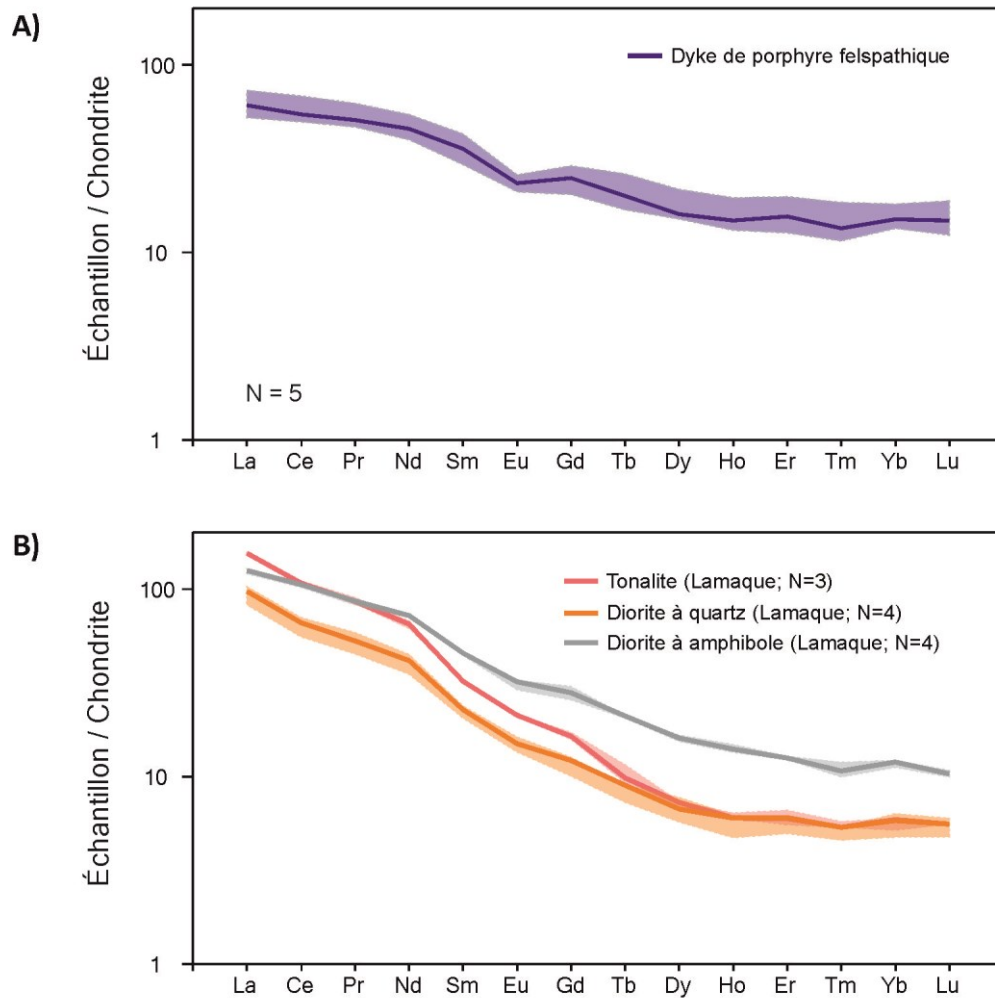


Figure 2. 11 : Spectres en ETR normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995). (A) Dyke de porphyre feldspathique. (B) Phases intrusives de la Cheminée principale de la mine Lamaque.

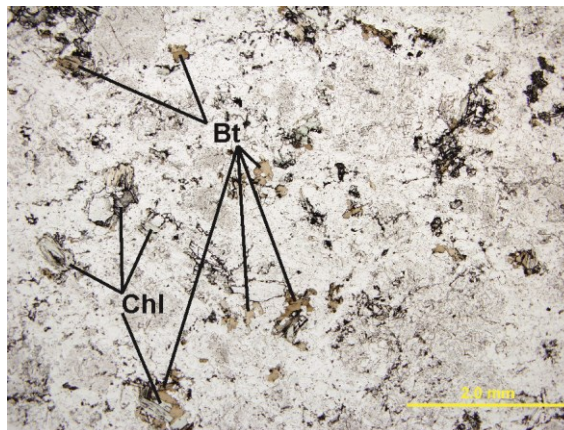


Figure 2. 12 : Microphotographie de la tonalite de la Cheminée Principale de la mine Lamaque. À noter, l'abondance de minéraux hydratés (chlorite + biotite ± paillettes de mica blanc). Lame mince LD-001-09, lumière naturelle.

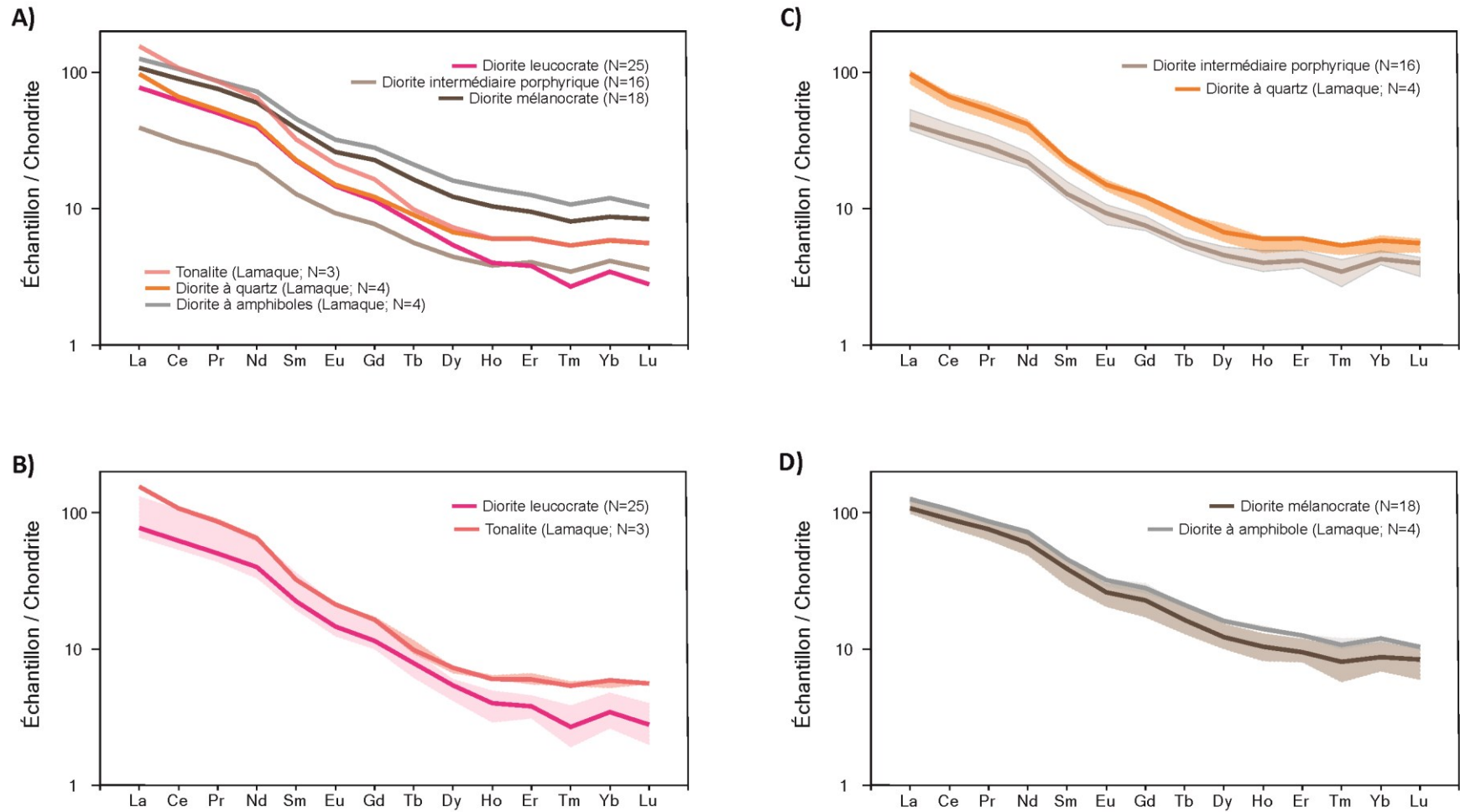


Figure 2. 13 : Spectres en ETR normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995). (A) Phases intrusives des cheminées Triangle et Principale. (B) Comparaison entre la diorite leucocrate de Triangle et la Tonalite de Lamaque. (C) Comparaison entre la diorite intermédiaire de Triangle et la diorite à quartz de Lamaque. (D) Comparaison entre la diorite mélanocrate de Triangle et la diorite à amphibole de Lamaque.

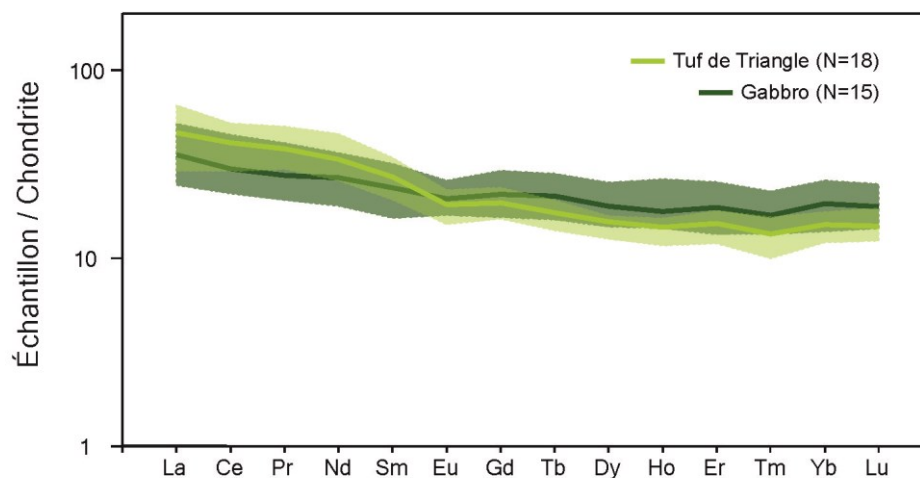


Figure 2. 14 : Spectres en ETR normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995). Comparaison entre le tuf de Triangle et le gabbro de la Cheminée No. 4.

Tableau 2. 1 : Calcul de la norme CIPW

Échantillon	LD-001-05	LD-001-06	LD-001-07	LD-001-08	LD-001-09	LD-001-10	LD-001-11
Lithologie	I2J Qz	I2J Qz	I2J Qz	I2J Qz	Tonalite	Tonalite	Tonalite
<i>Calcul selon la norme CIPW (exprimé en % relatif)</i>							
Orthoclase	6,7	8,1	5,5	6,7	7,3	4,2	5,8
Albite	41,7	42,7	44,2	43,3	52,1	53,5	54,6
Anorthite	15,3	10,9	17,8	18,6	7,3	7,4	5,8
Or/(Or+Ab+An)	10,6	13,2	8,2	9,8	10,9	6,4	8,8

I2J Qz = Diorite à quartz de la Cheminée Principale de la mine Lamaque; Or = orthoclase; Ab = Albite; An = Anorthite

CHAPITRE 3

GÉOCHRONOLOGIE U-Pb

3.1 Introduction

Une série de datations isotopiques U-Pb sur zircons a été réalisée dans le cadre de cette étude afin de définir l'âge de cristallisation des intrusions hôtes de la minéralisation aux gisements Triangle et Cheminée No. 4, de pouvoir préciser la chronologie des événements et également pour comparer avec l'âge des intrusions hôtes du gisement Sigma-Lamaque. L'objectif de ce chapitre est de présenter et décrire les résultats de ces datations. Les échantillons ont été recueillis à partir de carottes de forage et les lithologies datées sont les diorites leucocrate, intermédiaire et mélanocrate de la Cheminée Triangle ainsi que le gabbro de la Cheminée No. 4. La localisation des échantillons est indiquée au tableau 3.1. Les datations isotopiques U-Pb ont été effectuées à contrat au Royal Ontario Museum par Mike Hamilton selon la méthodologie employée au Jack Satterly Geochronology Laboratory du Royal Ontario Museum (Biczok et al., 2012). Les principales caractéristiques ainsi que la composition isotopique des zircons analysés dans chacun des échantillons sont présentées au tableau 3.2.

3.2 Résultats

Quatre échantillons d'environ 20 à 30 kg ont été recueillis lors du deuxième été de terrain (2017). Toutefois, l'échantillon JD-2017-03 (gabbro de la Cheminée No. 4) ne contenait pas de zircons qui puissent être datés. Pour cette raison, l'échantillon JD-2017-05 a été récupéré en octobre 2017 et il contenait des zircons. Il fut donc possible d'obtenir l'âge de cristallisation des diorites leucocrate (JD-2017-01), intermédiaire (JD-2017-04) et mélanocrate (JD-2017-02) ainsi que celui gabbro (JD-2017-05). Toutes ces roches intrusives sont localement foliées, ce qui suggère qu'elles ont enregistré, du moins en partie, le métamorphisme et la déformation principale. Des photos des échantillons et la composition lithogéochimique des échantillons datés sont respectivement présentées à la figure 3.1 et au tableau 3.3.

3.2.1 Diorite leucocrate

Trois cristaux de zircons (Z1, Z2 et Z3) ont été analysés dans l'échantillon JD-2017-01. Les analyses Z1 et Z2 sont colinéaires, et d'ailleurs, Z2 a produit un résultat concordant. Le troisième grain (Z3) est interprété comme étant hérité. En considérant les analyses Z1 et Z2, les données définissent un âge précis de cristallisation de $2684,2 \pm 1,2$ Ma. Le diagramme concordia est présenté à la figure 3.2.

3.2.2 Diorite intermédiaire

Trois cristaux de zircons (Z1, Z2 et Z3) ont été analysés dans l'échantillon JD-2017-04. Les analyses sont colinéaires et ont produit des données concordantes avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ respectant la limite d'erreur fixée. Ces données définissent un âge précis de cristallisation de $2685,5 \pm 0,9$ Ma (figure 3.3).

3.2.3 Diorite mélanocrate

Cinq cristaux de zircons (Z1, Z2, Z3, Z4 et Z5) ont été analysés dans l'échantillon JD-2017-02 et ont produit des données presque concordantes. Le deuxième grain (Z2) est interprété comme étant hérité. Deux interprétations sont possibles afin d'expliquer la dispersion dans les résultats des analyses des grains Z1, Z3, Z4 et Z5. La première est une perte de plomb. Dans cette situation, le troisième grain (Z3) indiquerait un âge minimal de cristallisation de $2680,1 \pm 4,0$ Ma (figure 3.4). La seconde possibilité est que tous les zircons soient hérités. Dans ce cas, les grains Z1 ($2672,2 \pm 1,7$ Ma) et Z5 ($2670,9 \pm 3,8$ Ma) indiqueraient un âge maximal de cristallisation (figure 3.4). Toutefois, cette dernière interprétation n'est pas privilégiée puisque dans ce cas, les intrusions devraient être alcalines à sub-alcalines (Robert, 2001). Donc, l'âge de cristallisation minimal interprété est $2680,1 \pm 4,0$ Ma.

3.2.4 Gabbro

Plusieurs cristaux de zircons ont été analysés dans l'échantillon JD-2017-05. Trois de ces analyses ont livré des résultats presque concordants. Basée sur une régression linéaire des analyses les moins discordantes (Z4 [0,4%] et Z5 [0,9%]), ces données indiquent un âge de cristallisation de $2693,2 \pm 4,7$ Ma. Le diagramme concordia est présenté à la figure 3.5. Ce résultat est considéré comme étant la meilleure estimation de l'âge du gabbro selon le géochronologue Mike Hamilton qui a réalisé les datations (communication personnelle Mars, 2018). Deux autres interprétations considérées moins probables, pour des raisons analytiques ou des résultats plus erratiques, ont donné des âges de 2692.2 ± 1.4 Ma et de 2695.1 ± 3.0 Ma. Ces résultats n'ont pas été retenus. À noter que les trois interprétations ont de toute façon des âges de cristallisation très similaires, seule la précision varie.

FIGURES DU CHAPITRE 3

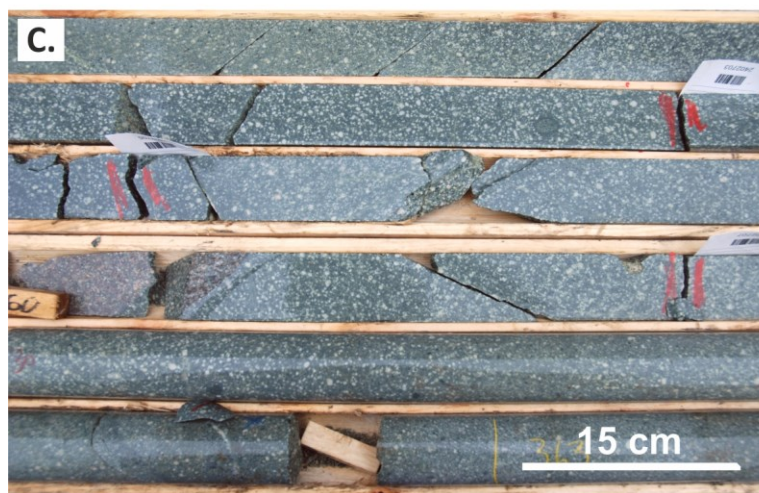
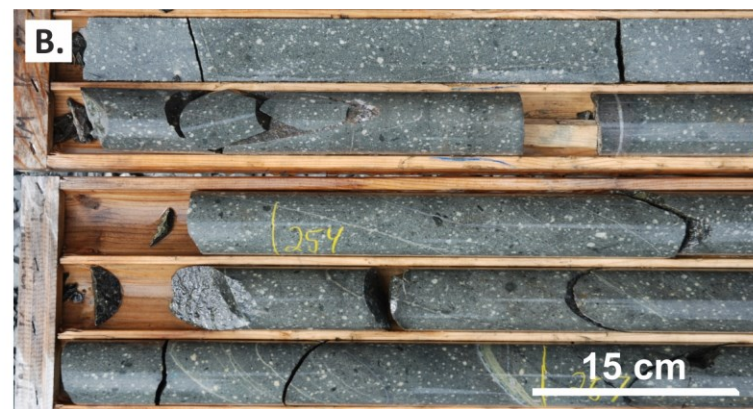
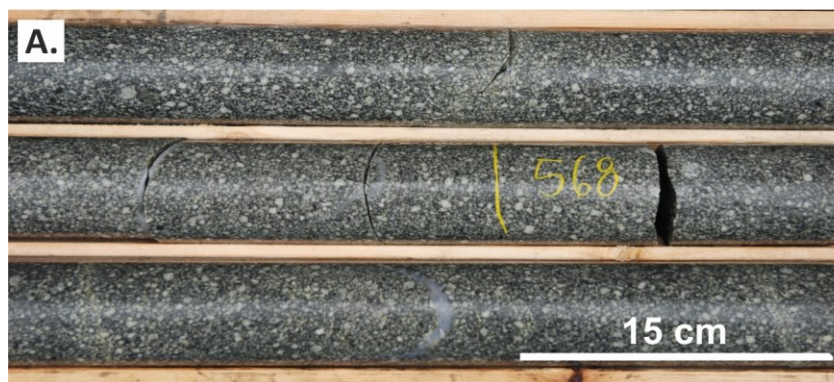


Figure 3. 1 : Photographies représentatives des échantillons datés. (A) Diorite leucocrate : JD-2017-01. (B) Diorite mélanocrate : JD-2017-02. (C) Diorite intermédiaire : JD-2017-04. (D) Gabbro : JD-2017-05.

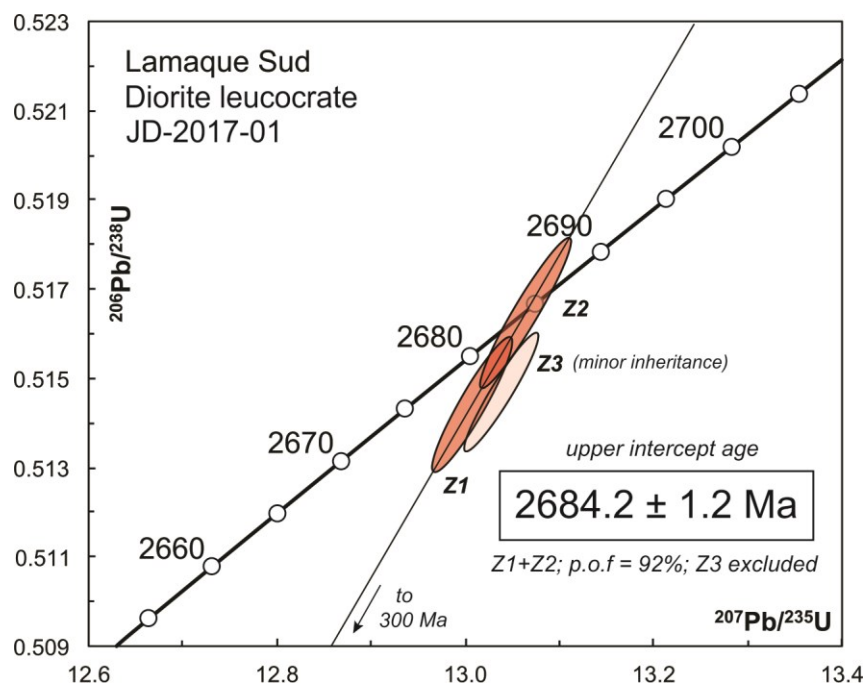


Figure 3. 2 : Diagramme concordia pour la diorite leucocrate du gisement Triangle. L'âge de cristallisation de cette unité est établi à 2684,2 ± 1,2 Ma.

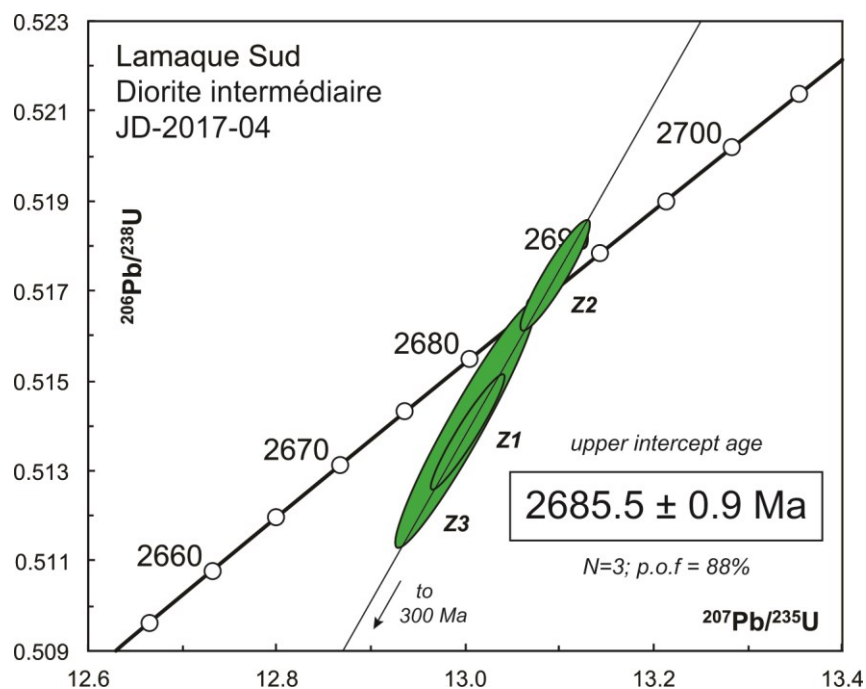


Figure 3. 3 : Diagramme concordia pour la diorite intermédiaire du gisement Triangle. L'âge de cristallisation de cette unité est établi à 2685,5 ± 0,9 Ma.

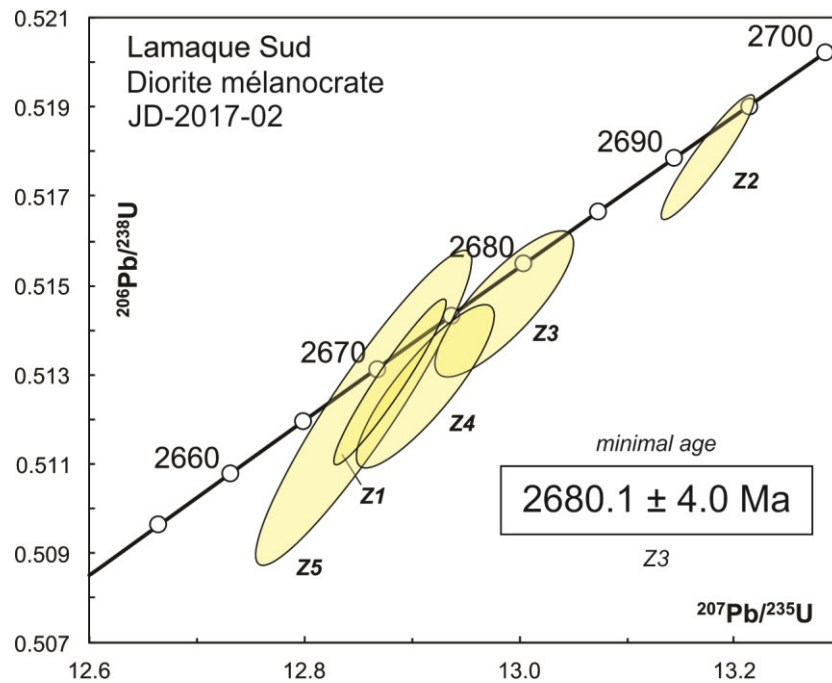


Figure 3. 4 : Diagramme concordia pour la diorite mélanocrate du gisement Triangle. L'âge est obtenu est un âge minimal établi à 2680,1 ± 4,0 Ma.

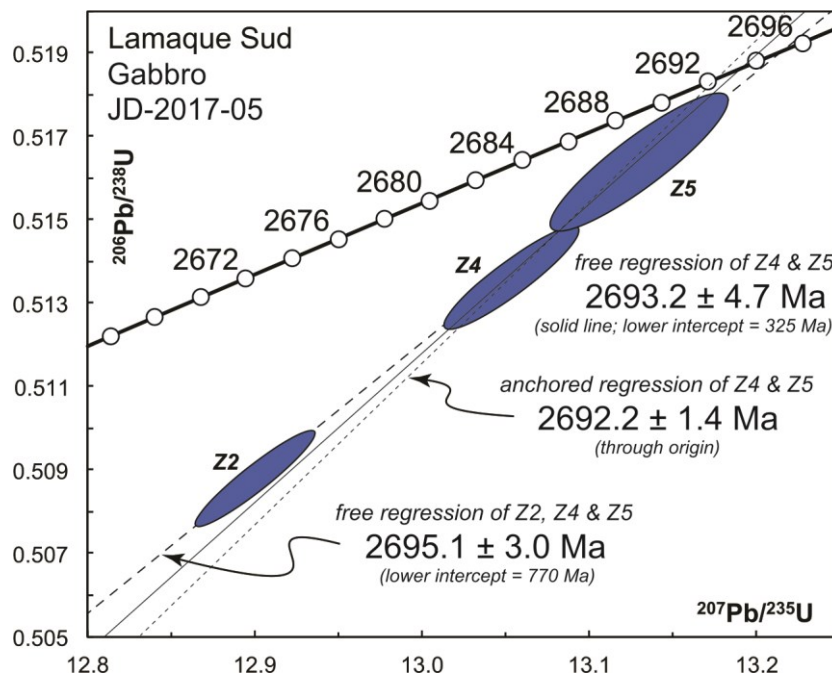


Figure 3. 5 : Diagramme concordia pour le gabbro de la Cheminée No. 4. La meilleure estimation de l'âge de cristallisation est établie à 2693,2 ± 4,7 Ma. À noter, les trois interprétations ont des âges de cristallisation très similaires, seule la précision varie.

Tableau 3. 1 : Localisation des échantillons de géochronologie

Échantillon	JD-2017-01	JD-2017-02	JD-2017-04	JD-2017-05
Gisement	Triangle	Triangle	Triangle	Cheminée No. 4
Unité	Diorite leucocrate	Diorite mélanocrate	Diorite intermédiaire	Gabbro
Forage	TM-15-068	TM-16-122	TM-16-100	P4-12-14A
Métrage	565 à 587 m	250 à 262 m	356 à 368 m	923 à 935 m

Tableau 3. 2 : Caractéristiques et composition isotopique des zircons analysés

Sample/Fraction	Weight (μg)	U (ppm)	Pb ^T (pg)	Pb _C (pg)	Th/U	206Pb/204Pb		± 2σ	207Pb/235U		± 2σ	207Pb/206Pb		± 2σ	Ages (Ma)				Disc. (%)
						206Pb/204Pb	206Pb/238U		207Pb/235U	± 2σ		207Pb/206Pb	± 2σ		206Pb/238U	± 2σ	207Pb/235U	± 2σ	
JD2017-01; Felsic diorite																			
Z1 (1) cls, el, brkn half-ndl, mCl	1.6	59.8	93.05	0.45	0.479	11786	0.514393	0.001245	13.00604	0.03520	0.183378	0.000185	2675.36	5.30	2680.09	2.55	2683.66	1.66	0.38
Z2 (1) sm, clr, cls, 2:1 gemmy, dbl-trm pr	0.9	55.6	35.60	0.30	0.935	6202	0.516463	0.001383	13.06305	0.03963	0.183444	0.000177	2684.16	5.88	2684.22	2.86	2684.26	1.59	0.00
Z3 (1) clr, cls, 2:1 pr, CAd	1.7	55.1	71.89	0.26	1.052	13741	0.514676	0.001093	13.03690	0.03249	0.183713	0.000159	2676.56	4.65	2682.33	2.35	2686.67	1.43	0.46
JD2017-02; Mafic diorite																			
Z1 (1) clr, clr, eq, pr	1.1	55.4	32.27	0.28	0.500	6495	0.512840	0.001516	12.87705	0.04283	0.182110	0.000184	2668.74	6.46	2670.70	3.13	2672.18	1.68	0.16
Z2 (1) clr, cls 2:1 lrg dbl-term pr, mlnc	2.1	102.2	67.01	0.73	1.038	4675	0.517871	0.001144	13.17206	0.03520	0.184472	0.000187	2690.15	4.86	2692.06	2.52	2693.49	1.68	0.15
Z3 (1) vsm, clr, cls pr	0.8	65.3	38.48	1.80	0.534	1218	0.514585	0.001333	12.98297	0.05266	0.182985	0.000446	2676.17	5.67	2678.42	3.82	2680.11	4.03	0.18
Z4 (1) el, clr cls pr; axial fluid? inclusion	1.4	47.5	27.48	1.14	0.473	1385	0.512736	0.001495	12.91006	0.05237	0.182614	0.000390	2668.30	6.37	2673.11	3.82	2676.75	3.54	0.39
Z5 (1) vsm, clr, cls, 2:1 pr	0.9	49.8	12.12	0.51	0.752	1287	0.512257	0.002884	12.85260	0.08195	0.181971	0.000421	2666.26	12.29	2668.91	6.00	2670.92	3.83	0.21
JD2017-04; Diorite																			
Z1 (1) 3:1 dbl-term, pr, mCrk, mCl	2.1	68.2	76.65	0.35	0.321	13026	0.513805	0.001055	13.00155	0.03190	0.183525	0.000150	2672.85	4.49	2679.77	2.31	2684.99	1.35	0.55
Z2 (1) brkn, eq, mCl, cls, sxs	2.4	90.9	113.40	0.23	0.787	26316	0.517298	0.001005	13.09522	0.03026	0.183599	0.000166	2687.71	4.27	2686.54	2.18	2685.65	1.49	-0.09
Z3 (1) brkn, el pr; cls, mCl	1.3	36.8	16.02	0.33	0.611	2659	0.513937	0.002227	12.99986	0.06114	0.183454	0.000253	2673.41	9.48	2679.64	4.43	2684.35	2.28	0.50
JD2017-05; Gabbro																			
Z1 (1) el, brkn, sxs, sharp-walled, cls, mC	2.2	63.4	205.79	1.19	3.535	5984	0.419890	0.000838	10.63062	0.02605	0.183621	0.000177	2259.98	3.80	2491.39	2.27	2685.85	1.59	18.76
Z2 (1) sl cldy brkn sq pr with pyr term	1.7	89.0	158.53	0.52	1.908	21630	0.508804	0.000938	12.89886	0.02918	0.183865	0.000149	2651.52	4.01	2672.29	2.13	2688.05	1.34	1.66
Z4 (3) vsm, clr, cls, fr	1.3	67.7	108.02	1.13	2.134	4041	0.513613	0.001007	13.05157	0.03277	0.184300	0.000195	2672.03	4.29	2683.39	2.37	2691.95	1.75	0.90
Z5 (3) vsm, clr, cls, fr	0.7	60.5	48.78	0.89	2.276	2279	0.516383	0.001355	13.12759	0.04322	0.184379	0.000277	2683.82	5.76	2688.87	3.11	2692.66	2.48	0.40

Z# (n) is zircon fraction number, with number of analyzed grains in fraction (in brackets). All zircons were chemically abraded.

pr = prismatic; clr = clear; cls = colourless; eq = equant; el = elongate; ndl = needle; brkn = broken; mCl = minor cloudiness; mCrk = minor cracks; mInc = minor inclusions; 2:1 = length:breadth ratio
lrg = large; sm = small; vsm = very small; sxs = square cross-section; dbl-trm = doubly-terminated; fl = flat; fr = fragments.

Pbtot is total amount of Pb excluding blank.

Pbcom is common Pb assuming the isotopic composition of laboratory blank:

206/204 - 18.221; 207/204 - 15.612; 208/204 - 39.360 (2σ errors of 2%).

206/204 corrected for fractionation and common Pb in the spike; Pb/U ratios also corrected for blank where applicable.

Th/U calculated from radiogenic 208Pb/206Pb ratio and 207Pb/206Pb age assuming concordance.

Disc is percent discordance for the given 207Pb/206Pb age

Error correlation is correlation coefficients of X-Y errors on the concordia plot.

Tableau 3. 3 : Analyses lithogéochimiques des échantillons de géochronologie

Échantillon	JD-2017-01	JD-2017-02	JD-2017-04	JD-2017-05
Gisement	Triangle	Triangle	Triangle	Cheminée No. 4
Unité	I2JT	I2JM	I2J-int	Gabbro
SiO ₂ (% poids)	67,1	57,5	62,2	53,2
Al ₂ O ₃	16,35	14,6	16,1	17,85
Fe ₂ O ₃	2,9	7,59	3,91	10,6
CaO	3,88	6,84	5,03	8,59
MgO	1,57	5,7	2,95	2,95
Na ₂ O	4,69	3,64	5,05	3,19
K ₂ O	1,62	2,62	0,57	0,13
TiO ₂	0,39	0,74	0,32	1,07
MnO	0,04	0,12	0,07	0,16
P ₂ O ₅	0,13	0,33	0,11	0,16
SrO	0,09	0,09	0,09	0,02
BaO	0,08	0,08	0,05	0,01
PAF	1,04	1,24	3,2	2,62
Total	99,89	101,13	99,66	100,55
CO ₂ (% poids)	< LD	< LD	1,3	0,6
S (% poids)	0,01	0,02	0,02	0,07
Ba (ppm)	750	800	450	68,3
Ce	40,2	63,4	21	16,6
Cr	40	290	110	30
Cs	1,87	0,92	2,77	0,76
Dy	1,22	3,73	1,29	4,34
Er	0,58	1,9	0,67	2,65
Eu	0,9	1,69	0,6	1
Ga	22,6	21,5	17,9	21,4
Gd	2,32	5,74	1,54	3,81
Ge	< LD	< LD	< LD	< LD
Hf	2,9	3,8	2	2,4
Ho	0,23	0,7	0,24	0,93
La	18,6	28,6	9,9	7,5
Lu	0,06	0,23	0,08	0,4
Nb	2,9	5,1	3,2	4,5
Nd	19,1	34,4	10,3	10,6
Pr	4,68	7,96	2,46	2,23
Rb	45,3	66,1	18,7	3,6
Sm	3,36	6,67	1,87	3,17
Sn	1	1	< LD	< LD
Sr	768	853	784	231
Ta	0,2	0,3	0,2	0,3
Tb	0,26	0,75	0,19	0,62
Th	3,39	4,64	1,58	0,65
Tm	0,07	0,24	0,1	0,37
U	1,75	1,65	0,47	0,18
V	56	163	74	268
W	4	2	1	1
Y	5,6	17,9	6,3	23,8
Yb	0,48	1,79	0,73	2,96
Zr	108	135	72	89
As	0,6	0,6	1,6	1,6
Bi	0,03	0,02	0,03	0,03
Hg	< LD	< LD	< LD	< LD
In	0,007	0,012	0,006	0,011
Re	< LD	< LD	< LD	0,001
Sb	< LD	< LD	0,15	0,13
Se	< LD	< LD	< LD	0,4
Te	0,01	0,01	0,01	0,06
Tl	0,17	0,13	0,03	< LD
Ag	< LD	< LD	< LD	< LD
Cd	< LD	< LD	< LD	< LD
Co	9	26	14	25
Cu	12	17	17	71
Li	20	20	20	20
Mo	< LD	< LD	< LD	1
Ni	23	61	38	20
Pb	16	9	4	< LD
Sc	5	19	9	26
Zn	68	109	47	85
Au (ppb)	< LD	5	< LD	84

I2JT = Diorite leucocrate; I2JM = Diorite mélanocrate; I2J-int = Diorite intermédiaire; < LD = Sous la limite de détection

CHAPITRE 4

ANALYSE STRUCTURALE DU SYSTÈME FILONNIEN AURIFÈRE

4.1 Introduction

Ce chapitre se concentre en premier lieu sur la description des fabriques planaires et linéaires cartographiées, tandis que la seconde partie de ce chapitre a pour objet l'analyse des différents types de veines reconnus et leurs structures hôtes. Une distinction sera faite entre les gisements Triangle et Cheminée No. 4 puisqu'il a été possible d'observer et d'étudier l'aspect structural à partir de galeries souterraines qui accèdent aux zones minéralisées seulement dans le gisement Triangle. Le développement souterrain de la Cheminée No. 4 n'était pas commencé au moment de la réalisation de cette étude.

4.2 Description des fabriques et des éléments structuraux

4.2.1 Fabriques planaires

4.2.1.1 Litage (S_0)

Le litage est présent uniquement dans l'unité volcanoclastique (le tuf de Triangle). En raison de la faible quantité d'affleurement accessible dans la zone d'étude, le litage n'a été relevé que très localement. L'une des meilleures expositions de ce litage se retrouve sur un affleurement situé dans le stationnement du bureau d'exploration près de la route 117. Sur cet affleurement, le litage forme un plan orienté $075/85^\circ$ et montre une légère relation angulaire avec la schistosité principale mesurée (figure 4.1a). Cette relation angulaire entre ces deux fabriques (S_0 et S_p) est visible lorsque que le litage est développé dans les volcanoclastites ce qui n'est pas toujours le cas.

4.2.1.2 Fabrique principale (S_p)

La fabrique planaire S_p est la fabrique dominante enregistrée dans les roches de la zone d'étude. Elle s'exprime par une schistosité pénétrative E-O à pendage subvertical. Toutefois, en raison de la controverse entourant la première phase de déformation D1, la nomenclature utilisée ici fera uniquement référence aux éléments structuraux observés sur les gisements Triangle (à partir d'accès souterrain et de carottes de forage) et Cheminée No. 4 (à partir de carottes de forage). Ainsi, la schistosité principale (régionale), issue de la déformation régionale sera représentée ici par le symbole S_p .

L'intensité de la fabrique planaire S_p varie fortement selon les différentes unités lithologiques hôtes. Ainsi, elle est le plus intensément développée dans les roches volcanoclastiques. Dans cette unité, cette fabrique se manifeste principalement par l'alignement des fragments et de la chlorite. Dans les roches intrusives plus compétentes, qui composent les gisements Triangle et Cheminée No. 4, la schistosité principale est communément absente sauf à l'intérieur des zones de cisaillement (voir la section 4.3).

En raison de son attitude subverticale, le pendage de S_p est variable, c'est-à-dire qu'il se présente localement vers le nord et dans d'autres cas vers le sud. Il est important de mentionner que la direction de la schistosité principale, bien que normalement E-O, présente aussi des variations locales. Ces variations sont cependant typiquement associées à la proximité spatiale de zones de cisaillement et cet aspect sera traité en détail dans la section 4.3.1.

Les mesures de S_p à partir des affleurements et des accès souterrains disponibles, où l'influence des zones de cisaillement a pu être évité, indiquent une attitude moyenne de $088/82^\circ$ (figure 4.2a). Cette attitude est en accord avec le plan moyen $090/83^\circ$ défini à partir des mesures de schistosité provenant des carottes de forages orientées sur le gisement Triangle (figure 4.2a). Malgré l'absence d'accès souterrains et d'affleurement pour prendre des mesures dans le cas de la Cheminée No. 4, les mesures de schistosité obtenues à partir des forages orientés suggèrent un

plan moyen similaire, dont l'attitude est de $086/83^{\circ}$ (figure 4.2b). Ces attitudes de S_p sont cohérentes avec l'orientation E-O de la schistosité régionale documentée par Daigneault et al. (1983) à la mine Lamaque, Robert et Brown (1986a) à la mine Sigma et Pilote et al. (2000) pour l'ensemble du district de Val-d'Or.

4.2.2 Fabrique linéaire

4.2.2.1 Linéation d'étirement (L_e)

Dans le secteur d'étude, la linéation d'étirement est particulièrement bien développée dans les roches volcanoclastiques (figure 4.1b) étant donné la présence de fragments. Néanmoins, elle est présente localement dans les zones de cisaillement qui recoupent l'intrusion. Cette linéation d'étirement est contenue dans le plan S_p et est à plongée subverticale. Bien que des variations mineures soient observées d'est en ouest dans la direction de la plongée, la linéation d'étirement montre toutefois une très légère tendance générale vers l'est (figure 4.2a).

Sur le terrain comme en lame mince, dans les roches volcanoclastiques, la linéation d'étirement se traduit surtout par l'allongement des fragments et de la chlorite. À l'intérieur de la Cheminée Triangle, l'allongement des minéraux ferromagnésiens et/ou des micas dans l'intrusion constitue les meilleurs marqueurs de cette linéation.

4.3 Zones de cisaillement ductiles-fragiles et veines aurifères à pendage modéré

Il a été choisi de présenter séparément les gisements Triangle et Cheminée No. 4. À l'intérieur de ces deux gisements, les zones de cisaillement ductiles-fragiles montrent une empreinte de la déformation ductile ainsi que des caractéristiques géométriques différentes. Par ailleurs, l'absence d'accès souterrains et d'affleurements de surface à la Cheminée No. 4 réduits considérablement l'étude structurale possible des zones aurifères. Ainsi, les caractéristiques et mesures présentées dans cette section proviennent des données recueillies à partir des carottes de forage orientés accessibles et du traitement de la base de données de la compagnie Eldorado

Gold. Les zones de cisaillement contiennent des veines aurifères mais ces dernières ne seront décrites que sommairement pour mettre ici l'accent sur l'aspect déformation. Les textures et les assemblages minéralogiques des veines seront détaillés au chapitre suivant.

4.3.1 Gisement Triangle

L'abondance de zones de cisaillement est probablement l'élément structural le plus significatif au gisement Triangle en ce qui a trait à la métallogénie de l'or. Ces zones de cisaillement contiennent des veines aurifères qui constituent le minerai principal du gisement Triangle. Les veines aurifères à pendage modéré forment des lentilles discontinues, par endroit anastomosées (figure 4.3), et sont contenues au sein des zones de cisaillement. L'orientation moyenne de ces zones de cisaillement, et donc des veines, est de $096/63^{\circ}$ (figure 4.4a).

Huit zones de cisaillement (désignée zone «C») sont actuellement reconnues dans le gisement Triangle. Ces zones de cisaillement sont globalement subparallèles. Elles recoupent l'intrusion Triangle et se poursuivent dans les roches volcanoclastiques qui l'encaissent sur plusieurs centaines de mètres (figure 1.13). Ces zones de cisaillement présentent un contenu aurifère variable, selon leur dimension et l'abondance de veines de quartz-carbonate-tourmaline, les plus riches étant les cisaillements C2 et C4.

Les extensions latérale et verticale des zones de cisaillement sont variables, mais dépassent de manière systématique 500 m. D'ailleurs, les structures C2 et C4 sont recoupées en forage sur plus de 1 km latéralement (dans la direction est-ouest). En moyenne, les zones de cisaillement ont une épaisseur de 2,7 m. À l'intérieur de celles-ci, les roches présentent typiquement une très forte schistosité (S_p). Toutefois, l'empreinte de la déformation ductile est hétérogène et est nettement mieux développée dans les roches volcanoclastiques encaissantes, où elle peut atteindre jusqu'à 10 m. Dans l'intrusion, l'empreinte ductile de la déformation est également visible mais dépasse rarement une épaisseur de 3 à 5 m.

La schistosité développée dans les zones de cisaillement (S_p) est principalement marquée dans l'intrusion par un alignement préférentiel du mica blanc, de la chlorite et/ou biotite, des sulfures et localement des feldspaths lorsque la déformation est très intense (figure 4.5a). Dans les roches volcanoclastiques les fragments ont fortement enregistré cette déformation (figure 4.5b) et montrent typiquement un aplatissement et un allongement parallèle à l'axe d'allongement principal (axe «X»).

En plan, la schistosité est subparallèle aux zones de cisaillement et aux veines de quartz-carbonate-tourmaline qu'elles contiennent, soit d'attitude générale est-ouest (figure 4.4a). Cependant en section, la schistosité présente un pendage plus abrupt que les veines et les zones de cisaillement hôtes (figure 4.6a). Dans la partie centrale des zones de cisaillement, le pendage de la schistosité est subparallèle à l'enveloppe de la zone de cisaillement et augmente progressivement vers les bordures qui définissent l'enveloppe de celle-ci (figures 4.6a et b). Cette géométrie en section de la schistosité est compatible à des fabriques C-S et indique un mouvement à composante verticale inverse, ce qui est cohérent avec la linéation d'étirement à forte plongée documentée précédemment.

Il est important de mentionner que la présence de veines peut avoir été responsable de perturbations locales dans l'attitude de la schistosité (figure 4.6c). Ces veines de quartz-carbonate-tourmaline constituent des corps compétents, qui agissent comme des noyaux résistants par rapport aux roches volcanoclastiques fragmentaires foliées. Par ailleurs, cette schistosité est également localement affectée par des fabriques tardives telles que des bandes de kinks, des failles et des fractures d'importance variable (figure 4.6d).

Bien que l'attitude moyenne des zones de cisaillement soit est-ouest, des variations locales sont présentes. L'exposition de la zone de cisaillement C2 au niveau 94 (figure 4.7) permet d'ailleurs de constater qu'à cet endroit précis du gisement, la direction de la structure minéralisée est plutôt de $124^{\circ}/63$, divergeant ainsi légèrement de son attitude moyenne ~est-ouest de $104^{\circ}/68$.

Sur une vue en plan, on constate néanmoins que S_p est subparallèle à la zone de cisaillement et à la veine à pendage modéré qui l'occupe, soit $\pm N124^\circ$. Cette observation indique que l'attitude de S_p suit celle de la zone de cisaillement, l'interprétation qui en est faite est que le développement et l'intensité de S_p en bordure des zones de cisaillement sont associés à la formation de ces structures. D'ailleurs, dans la galerie d'accès au chantier du niveau 94, l'orientation de la schistosité S_p change progressivement en s'éloignant de la zone de cisaillement (figure 4.7), pour définir un plan d'orientation est-ouest ($088/79^\circ$) en son point d'observation le plus distal.

Cisaillement secondaires C'

Par ailleurs, les forages d'exploration relèvent par endroit la présence de zones minéralisées connexes aux zones de cisaillement à pendage modéré. Selon l'interprétation proposée par l'équipe d'exploration d'Eldorado Gold, ces zones minéralisées (nommées «C'») forment des structures secondaires (2^e ou 3^e ordre) de plus faible pendage (communément entre $30-40^\circ$) que celui qui caractérise les zones de cisaillement à pendage modéré décrites plus haut (figure 1.13). Il est important de mentionner que l'information disponible sur les structures «C'» est limitée et que les galeries souterraines accessibles durant l'été 2017 n'ont pas permis d'étudier directement ces structures. En carottes de forage les zones «C'» se caractérisent par des zones de cisaillement discrètes dont la continuité latérale et verticale est plus limitée que celle des zones de cisaillement à pendage modéré qui constituent le minerai principal. L'état de connaissance actuel ne permet pas d'établir avec certitude l'étendue et la continuité des structures «C'», cependant, les forages tendent à démontrer que localement elles excèdent de plusieurs dizaines de mètres l'intrusion Triangle.

4.3.2 Gisement Cheminée No. 4

Plusieurs zones de cisaillement à caractère fragile-ductile sont actuellement reconnues. On distingue deux catégories. La première correspond à un réseau composé de plus de 10 zones de cisaillement disposées de manière subparallèle les unes aux autres, d'orientation est-ouest et de pendage modéré vers le sud (figure 1.13). Elles sont hôtes de veines de quartz-carbonate-

tourmaline aurifères à pendage modéré et ces veines sont elles-mêmes parallèles aux zones de cisaillement dont l'attitude moyenne est $089/53^{\circ}$ (figure 4.4b). À la Cheminée No. 4, il s'agit de structures discrètes qui possèdent une continuité latérale et verticale beaucoup plus limitée en comparaison à Triangle (figure 1.13). Les zones de cisaillement à pendage modéré sont principalement développées dans le gabbro, toutefois, certaines de ces zones se poursuivent dans la roche encaissante sur une distance connue d'au maximum 150 m. Les teneurs aurifères des veines de quartz-carbonate-tourmaline présentes dans ces structures sont restreintes à l'intérieur du gabbro. À l'intérieur de ces zones de cisaillement, l'intensité de la déformation ductile est faible et son empreinte latérale est restreinte. Habituellement, il est tout de même possible d'observer une schistosité (figure 4.8a) d'intensité variable. Contrairement au gisement Triangle, aucun déplacement significatif de l'intrusion hôte de la Cheminée No. 4 n'a été mis en évidence sur une vue en section (figure 1.13) le long de ces structures.

Comme décrit pour le gisement Triangle, la schistosité S_p montre des relations géométriques avec les veines à pendage modéré et les zones de cisaillement qu'elles occupent. Les forages orientés permettent en effet de constater une variation dans le pendage de S_p en section à l'intérieur des zones de cisaillement (figure 4.8a). En carottes de forage, cette relation se manifeste par une augmentation progressive de l'angle que fait S_p par rapport à l'axe long de la carotte en s'approchant du centre de la zone de cisaillement et des veines de quartz. En tenant compte de la direction du forage par rapport aux zones de cisaillement, une telle variation de la schistosité par rapport à l'axe de la carotte est compatible avec des zones de cisaillement à mouvement inverse.

Une particularité à la Cheminée No. 4 concerne toutefois la deuxième catégorie de cisaillement, représentée par une zone de cisaillement majeure (figure 1.13) d'attitude est-ouest à fort pendage vers le sud ($085/80^{\circ}$). Le cisaillement vertical est une structure fragile-ductile d'épaisseur métrique (figure 4.8b). Basée sur les intersections en forage, l'épaisseur de cette structure varie entre 1 et 9 m et fait en moyenne près de 3 m alors que l'étendue latérale excède 1 km. Cette zone de cisaillement est localement hôte de veines de quartz de faible épaisseur. La

roche à l'intérieur de cette zone de cisaillement est typiquement un schiste à chlorite – mica blanc – carbonates – plagioclase qui montre une forte foliation d'attitude parallèle à l'enveloppe cisailée (figure 4.8c). Selon les connaissances actuelles, les zones de cisaillement à pendage modéré, développées dans le gabbro et hôtes de veines aurifères qui ont été décrites précédemment, se retrouvent sous cette structure. On note un déplacement vertical inverse plurimétrique des contacts du gabbro (figure 1.13) le long du cisaillement vertical.

4.4 Veines aurifères subhorizontales

Dans cette section, les veines aurifères subhorizontales sont présentées d'un point de vue géométrique, en tant qu'objets liés à la déformation. Comme mentionné précédemment, les textures et les assemblages minéralogiques seront détaillés au chapitre suivant.

4.4.1 Gisement Triangle

Les veines de quartz-carbonate-tourmaline subhorizontales constituent des corps tabulaires d'orientation typiquement est-ouest à pendage faible vers le sud. L'orientation moyenne d'après le traitement de l'ensemble des mesures prises à partir de forages orientés est de 100/15° (figure 4.4a). L'épaisseur des veines subhorizontales est variable, certaines font moins de 1 cm alors que d'autres font plus de 1 m. D'après l'analyse de l'ensemble des mesures prises sur les carottes de forages depuis 2015 (n=10 759), leur épaisseur moyenne se situe cependant entre 6 et 8 cm. Ces veines se disposent généralement en échelon et l'espacement vertical entre les veines individuelles est irrégulier, mais habituellement inférieur à 1 m. Les veines subhorizontales sont présentes dans les roches volcanoclastiques ainsi que dans l'intrusion Triangle. Toutefois, l'étude de carottes de forage montre qu'elles semblent plus abondantes et plus épaisses à l'intérieur de l'intrusion qui constitue un milieu plus compétent.

L'exposition de la structure de cisaillement C2 au niveau 94 révèle un phénomène d'intérêt quant à la géométrie en section des veines subhorizontales en fonction de l'intensité de la

déformation ductile. À cet endroit, la zone de cisaillement C2 est développée dans les roches volcanoclastiques et l'empreinte schisteuse de la déformation ductile y est très intense. Cette exposition montre que l'attitude des veines subhorizontales varie progressivement en fonction de leurs distances par rapport à la veine principale à pendage modéré vers le sud. En effet, on observe qu'au contact avec la veine principale, les veines subhorizontales présentent un pendage faible, entre 0 et 10° (figure 4.9a). Cependant, on constate que sur une courte distance latérale (< 30 cm) le pendage des veines subhorizontales augmente progressivement pour devenir subparallèle à celui de S_p , soit subvertical (figure 4.9a). La cartographie dans les galeries souterraines démontre qu'il demeure néanmoins toujours une relation angulaire en pendage entre les veines et la fabrique principale S_p (figures 4.9a et b).

Ces relations géométriques associées aux variations de pendage des veines subhorizontales sont interprétées comme une conséquence d'une mise en place dans un régime de déformation actif. Ces relations ne sont pas anecdotiques car elles ont été observées tout au long du développement du chantier au niveau 94. Les mêmes observations ont aussi été faites lors de l'amorce des sous-niveaux 76 et 112 qui interceptent aussi la structure C2. Il est cependant nécessaire de mentionner que la relation angulaire entre S_p et les veines «subhorizontales» est variable. Cette géométrie est locale et a uniquement été reconnue dans la portion centrale de la zone de cisaillement C2, c'est-à-dire là où l'empreinte schisteuse de la déformation ductile est la plus intense. C'est d'ailleurs ce que révèle la représentation stéréographique de l'ensemble des mesures de veines (figure 4.4a) qui définit un plan moyen dont le pendage est de 15°. C'est aussi ce qui a été cartographié sous terre. En s'éloignant latéralement du cœur de la zone de cisaillement C2, où la déformation est à son paroxysme, cette relation angulaire s'atténue progressivement et les veines d'extension reprennent une attitude subhorizontale.

4.4.2 Gisement Cheminée No. 4

Les veines subhorizontales constituent le minerai principal à la Cheminée No. 4, et elles sont confinées à l'intérieur du gabbro. Ces veines forment des corps tabulaires d'orientation

généralement est-ouest dont le pendage varie entre 30° vers le nord à 30° vers le sud. Leur attitude moyenne est de $092/16^{\circ}$ (figure 4.4b). L'épaisseur des veines subhorizontales peut atteindre localement plus de 1 m et fait en moyenne entre 8 et 11 cm. L'état de connaissance actuel ne permet pas d'établir avec précision l'espacement vertical entre ces veines. Toutefois, elles forment typiquement des zones de densité variable de veines à l'intérieur desquelles l'espacement observé à partir de carottes de forage n'excède pas 1 m. Cette géométrie suggère une disposition verticale en échelon. Aucune empreinte de déformation ductile n'est typiquement présente dans les épontes des veines subhorizontales. Toutefois, lorsqu'une schistosité est localement développée dans la roche hôte, les veines subhorizontales présentent généralement une forte relation angulaire (sub-perpendiculaire) avec cette schistosité.

4.5 Relation entre les divers types de veines

Sur les gisements Triangle et Cheminée No. 4, il existe une forte association spatiale entre les veines à pendage modéré présentes dans les zones de cisaillement et les veines subhorizontales. Ces dernières se présentent habituellement de part et d'autre des veines à pendage modéré. L'examen des intersections de ces deux types de veines à partir des accès souterrains sur le gisement Triangle indique que les relations de recoupement sont conflictuelles. Dans certains cas, les veines subhorizontales recoupent le matériel filonien des veines à pendage modéré. Dans d'autres cas, les veines subhorizontales sont recoupées par les veines à pendage modéré ou se terminent avant celles-ci (figure 4.9a). Ces observations sont interprétées comme une indication que ces deux types de veines sont contemporains, et impliquent que les veines subhorizontales se forment à tout moment lors du développement des veines à pendage modéré. De telles relations sont pour le moment difficiles à observer à la Cheminée No. 4 étant donné l'absence d'accès souterrains aux zones minéralisés durant la réalisation de ce projet.

4.6 Géométrie des zones aurifères C2 et C4

Les zones de cisaillement hôtes de minéralisations aurifères filoniennes montrent communément des déflexions et des variations d'orientations (Robert et al., 1994; Robert et Poulsen, 2001; Gaboury et al., 2001; Groves et al., 2000;2003). Ces sites de déflexions présentent un intérêt particulier puisqu'ils peuvent créer des zones de basse pression et de dilatation préférentielles «*dilational jogs*» lors de la déformation et ainsi devenir des lieux où la circulation des fluides aurifères sera favorisée de même que la précipitation de l'or. La présence de zones de basse pression peut alors exercer une influence sur la localisation et la géométrie des vecteurs de minéralisation «*ore shoots*». D'ailleurs, la capacité de prévoir la plongée des vecteurs de minéralisations présente un intérêt économique majeur pour tout projet d'exploration et toute mine en opération.

Dans le but d'étudier en détail la géométrie des zones aurifères, il est nécessaire d'avoir un bon contrôle sur leurs attitudes moyennes. À cet égard, les structures C2 et C4 ont été choisies car il s'agit des structures les mieux définies : plus de 300 et près de 200 forages les ont intersectés respectivement. Par ailleurs, les structures C2 et C4 sont aussi les deux plus riches du gisement. En considérant une teneur de coupure de 5 g/t, les zones C2 et C4 cumulent ensemble 655 120 oz Au, soit plus de 55 % de tout l'or actuellement identifié dans le gisement (Turcotte et al., 2017).

4.6.1 Méthodologie

Comme une démarche méthodologique spécifique a été établie dans ce projet pour décrire les variations d'attitude en relation avec les teneurs aurifères, cet élément est présenté ici plutôt que dans la section méthodologie du chapitre 1.

La source des données et les étapes de traitement sont résumées ci-dessous.

1) Les données de départ sont l'ensemble des forages intersectant la modélisation d'une zone de cisaillement minéralisée spécifique.

2) Tous les intervalles d'intersection ($De - \hat{A}$) des forages utilisés pour définir la modélisation de la zone de cisaillement ont été sélectionnés. Pour chacun des intervalles d'intersection, il faut calculer le point milieu (X, Y, Z). Pour chacun des points milieux ainsi générés, un identifiant suivant un incrément numérique est attribué.

- *Le choix a été de prendre les points milieux de chacune des intersections afin d'éviter (ou minimiser) les anomalies locales associées à une asymétrie géométrique des épontes inférieures et supérieures.*

3) Par la suite, il faut créer une surface par triangulation (algorithme de Voronoï) sur les points milieux générés à l'étape précédente. La surface créée couvre ainsi l'ensemble de la superficie délimitée par la modélisation de la zone de cisaillement minéralisée.

- *L'algorithme de triangulation de Voronoï a été retenu puisqu'il favorise la création de triangles les plus équiangles possibles.*

4) Le centroïde (point), l'azimut et le pendage de chacun des triangles générés par l'algorithme de Voronoï à l'étape précédente sont calculés. Connaissant les trois points qui forment chacun des triangles et les coordonnées dans l'espace (X, Y, Z) de ces points, il s'agit d'appliquer un algorithme mathématique pour obtenir la direction et le pendage de chacun des triangles.

5) Pour chacun des triangles, il faut attribuer à son centroïde les valeurs d'azimut et de pendage obtenues.

6) Enfin, il faut interpoler les valeurs de pendage par la méthode des voisins naturels. L'interpolation du pendage couvre ainsi entièrement la surface initiale, soit la modélisation de la zone de cisaillement minéralisée.

4.6.2 Application sur les structures C2 et C4

Les structures C2 et C4 présentent respectivement des valeurs de pendage moyen de 68° et de 57° . L'interpolation des valeurs de pendage (figures 4.10 et 4.11) met en évidence que ces deux structures minéralisées ne sont pas des plans réguliers. En effet, on note des variations

considérables sur le pendage de ces deux structures minéralisées. Localement ce pendage est faible ($< 40^\circ$), alors qu'à l'inverse, il devient par endroit subvertical ($> 75^\circ$).

En lien avec la présence de sites spécifiques favorables à la dilatation «*dilatational jog*» et conséquemment à la formation de vecteurs minéralisés le long des structures aurifères, l'interpolation des valeurs de pendage a permis d'identifier plusieurs secteurs où le pendage des structures est plus faible que celui des valeurs moyennes. D'ailleurs, sur la structure C2, 57,8 % des valeurs interpolées possèdent un pendage plus faible que celui de la moyenne alors que cette proportion se chiffre à 48,3 % sur la structure C4.

4.6.3 Interprétation des résultats

Structures C2 et C4

Le contraste rhéologique entre l'intrusion multiphasée de Triangle et le tuf encaissant fait en sorte que l'on devrait s'attendre à observer une réfraction des structures minéralisées (Hodgson, 1989). Néanmoins, les résultats suggèrent des relations distinctes pour les structures C2 et C4 et ne permettent pas de conclure avec certitude sur un tel processus de réfraction.

Par ailleurs, il est nécessaire de souligner que le traitement actuel ne permet pas d'affirmer que les zones de pendage plus faible, qui ont été identifiées, définissent des secteurs avec de meilleures teneurs en or. Cependant, suivant les mouvements à composante inverse documentés précédemment, ces sites de déflexion pourraient avoir favorisé la formation de zones de plus basse pression qui auraient contribué à la précipitation de l'or. À cet égard, il est possible de suggérer la présence de deux types de vecteurs minéralisés sur les figures 4.10 et 4.11. Le premier type représente des vecteurs minéralisés «cinématiques», dont la plongée est à angle fort (sub-perpendiculaire) par rapport à la linéation d'étirement. Le fort angle entre la plongée de ces vecteurs minéralisés et la linéation d'étirement est compatible avec les déplacements à composante inverse reconnus et suggère la présence de mouvements répétés le long de ces structures (Robert et Poulsen, 2001). Le second type de vecteurs minéralisés suggéré par les

figures 4.10 et 4.11 est «lithologique». Ce vecteur est associé au contact entre l'intrusion multiphasée Triangle et le tuf encaissant. Une possibilité envisageable est que la schistosité plus intense, qui est documentée à cette interface, ait favorisé la formation de zones plus perméables, et par le fait même la circulation des fluides aurifères à cet endroit.

4.7 Sommaire

Cette section se veut une synthèse des principaux éléments présentés précédemment dans l'analyse structurale du système filonien aurifère des gisements Triangle et Cheminée No. 4. L'accent est mis sur les similitudes et les différences observées entre ces deux gisements, on retient les points suivants :

- La fabrique dominante enregistrée dans les roches du secteur des gisements Triangle et Cheminée No. 4 est la schistosité pénétrative d'attitude est-ouest subverticale (S_p).
- La fabrique planaire S_p contient une linéation d'étirement à plongée subverticale qui montre une légère tendance vers l'est.
- Huit zones de cisaillement ductiles-fragiles (zone «C») sont actuellement reconnues sur le gisement Triangle; elles ont enregistrés un mouvement plurimétrique à composante verticale inverse.
 - L'analyse géométrique des structures C2 et C4 indique la présence de déflexions significatives à la fois en pendage et en direction.
- Plus de 10 zones de cisaillement à caractère fragiles-ductiles sont actuellement reconnues sur la Cheminée No. 4, on distingue deux catégories.
 - La première catégorie constitue les zones de cisaillement à pendage modéré qui contiennent les veines aurifères décrites au chapitre suivant. L'information actuelle n'indique pas de déplacements significatifs le long de ces structures. Également, l'intensité de la déformation ductile est plutôt faible et son empreinte latérale est restreinte (contrairement au gisement Triangle).
 - La deuxième catégorie est représentée par le cisaillement vertical. Ce cisaillement a enregistré un mouvement plurimétrique à composante verticale inverse et montre une forte empreinte de déformation ductile.
- Les veines aurifères à pendage modéré développées dans les gisements Triangle et Cheminée No. 4 ont été formées parallèlement au plan «C» des zones de cisaillement.
- Les veines aurifères subhorizontales développées sur les gisements Triangle et Cheminée No. 4 sont d'attitude est-ouest, à angle fort par rapport à la linéation d'étirement et elles sont contemporaines aux veines subverticales.
- Contrairement au gisement Triangle, les veines subhorizontales sont prédominantes à la Cheminée No. 4.

FIGURES DU CHAPITRE 4

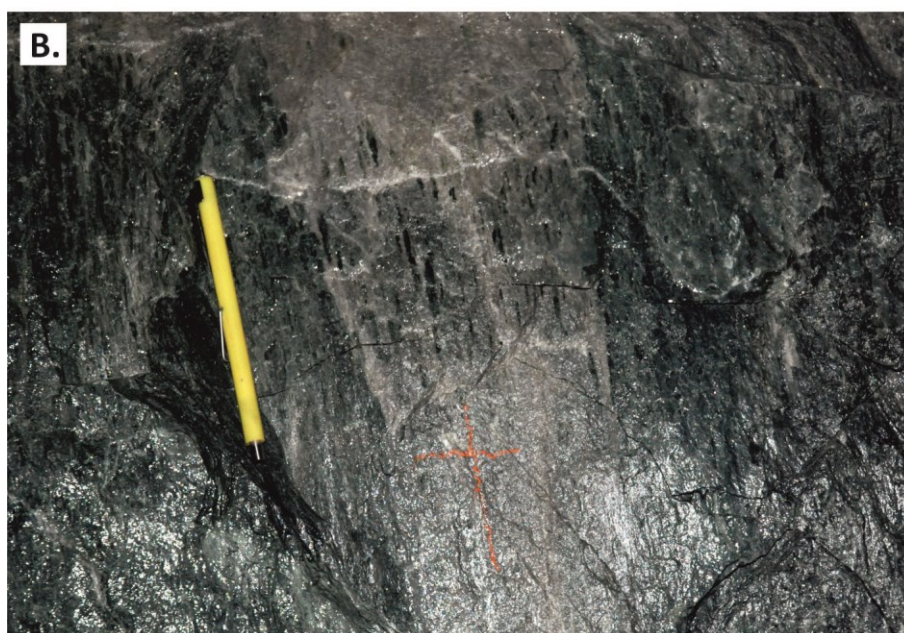
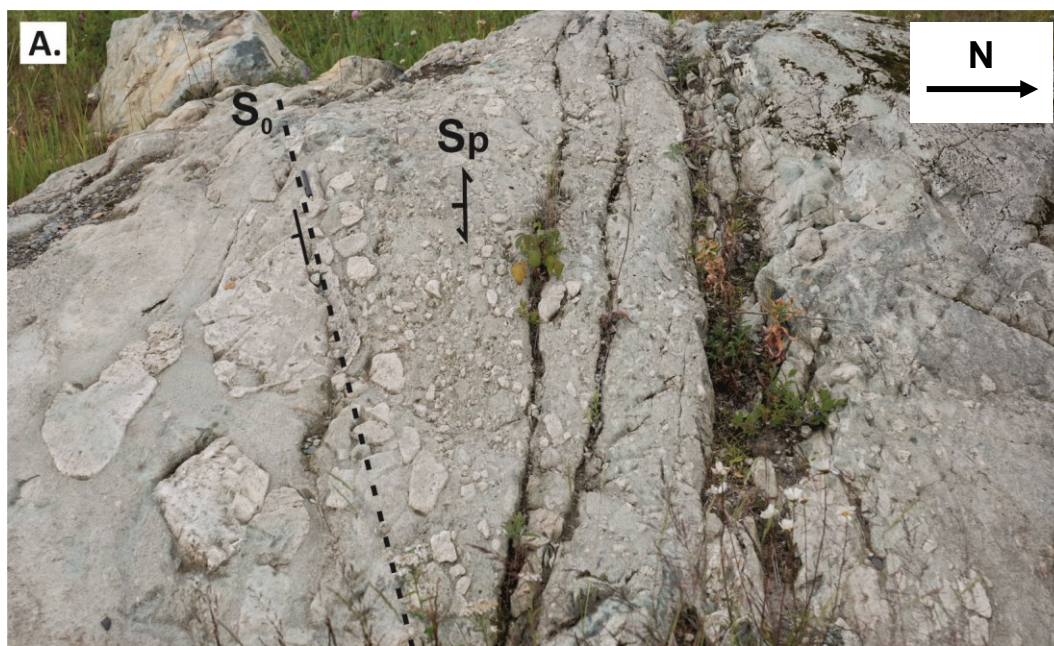


Figure 4. 1 : Photographies du litage et de la linéation d'étirement. (A) Relation angulaire entre S_0 et S_p , vue sur un affleurement en bordure de la route 117, bureau d'exploration d'Eldorado Gold. (B) Linéation d'étirement développée dans l'unité de tuf (galerie d'accès au niveau 94 C2 ouest).

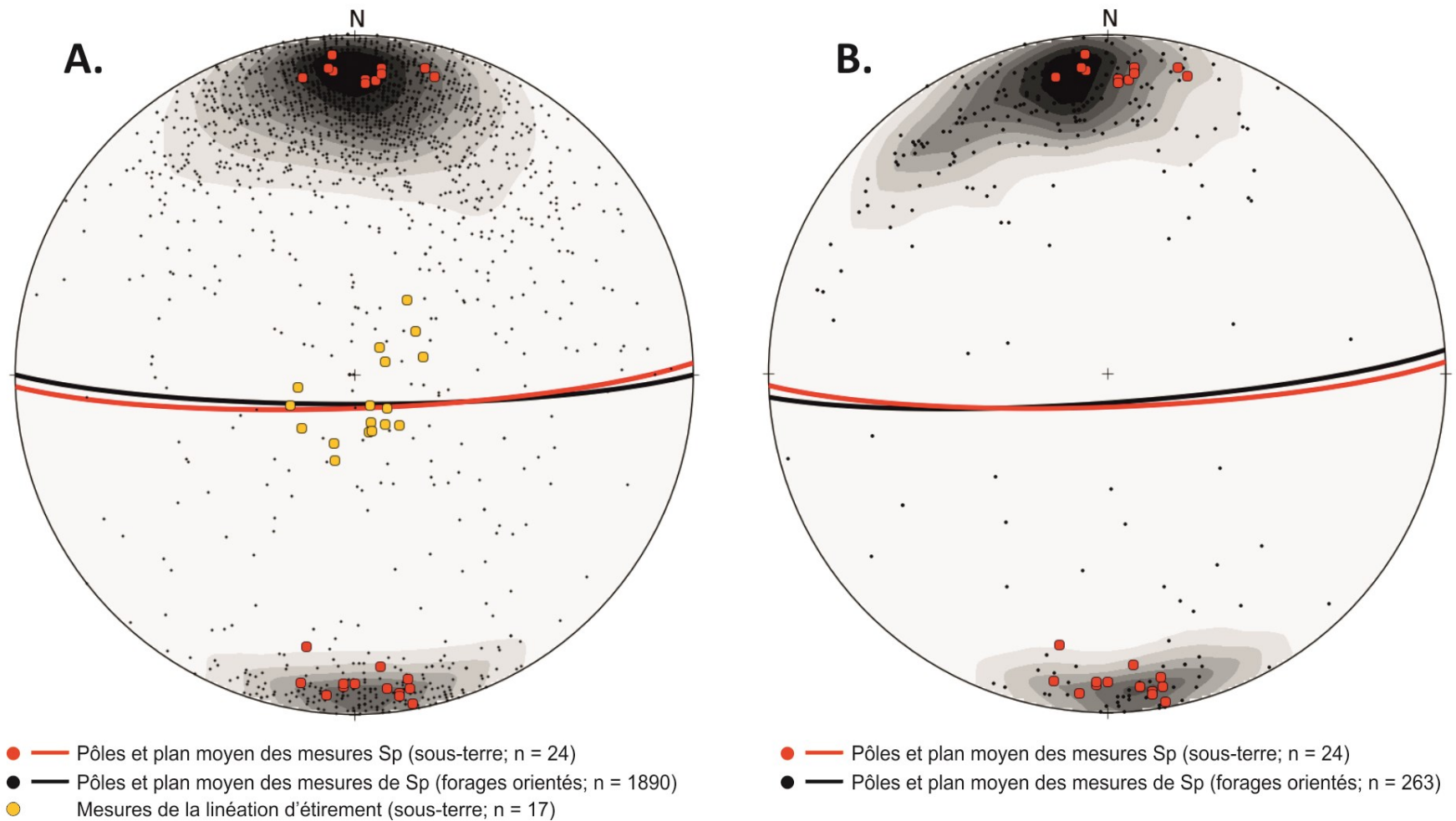


Figure 4. 2 : Projections stéréographiques (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) des données de la schistosité S_p et de la linéation d'étirement. (A) Gisement Triangle. (B) Cheminée No. 4.

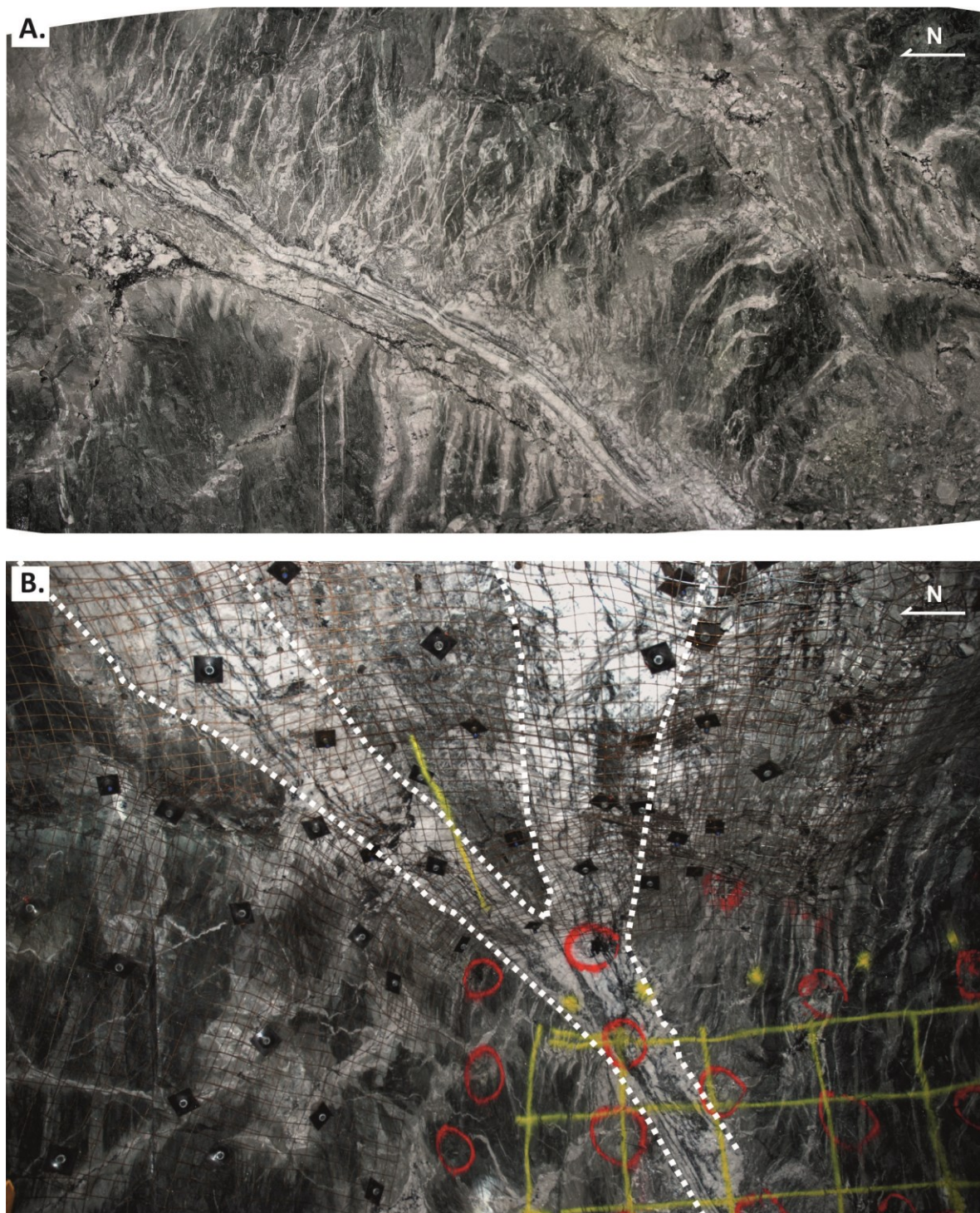
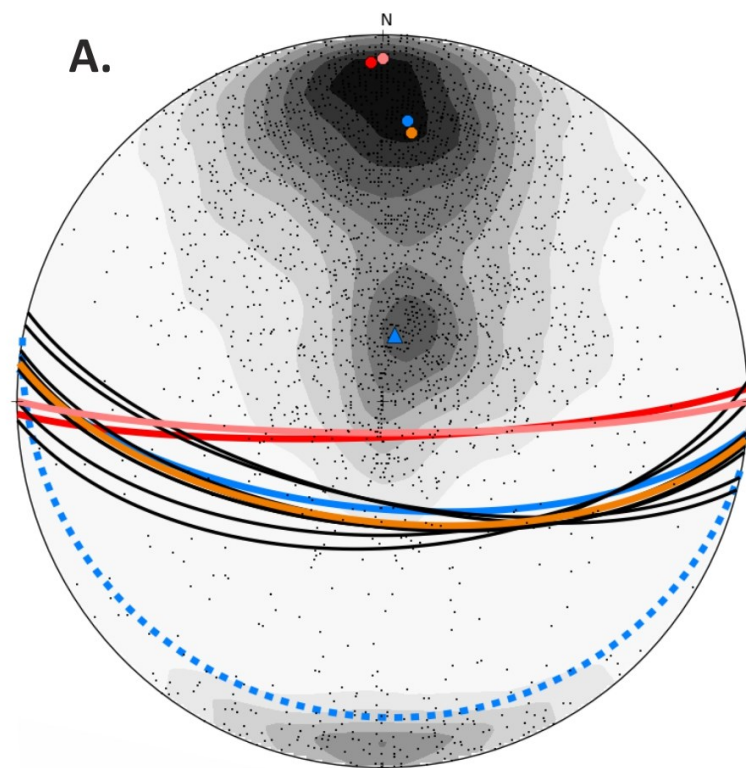
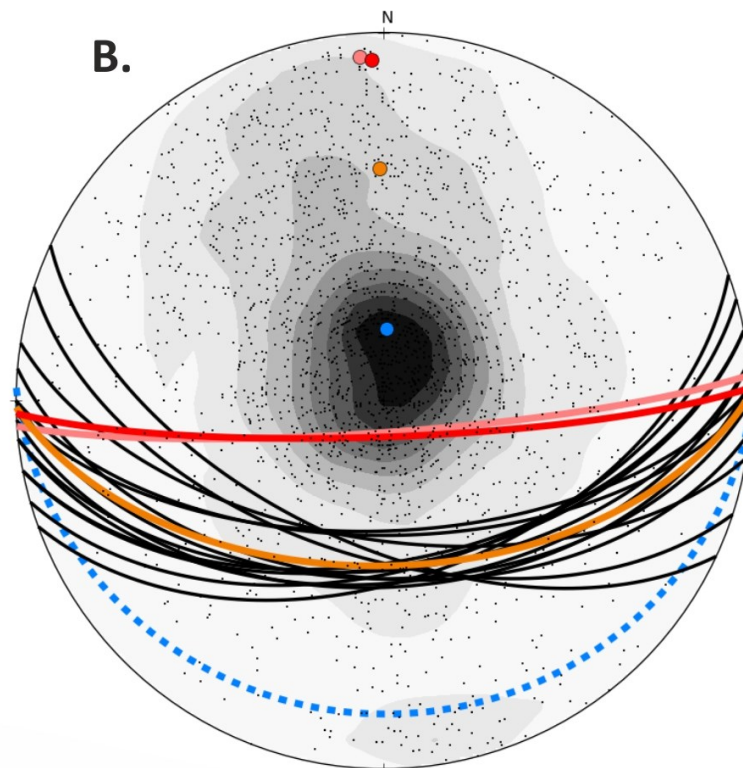


Figure 4. 3 : Photographies de veines aurifères anastomosées. (A) Structure C2 observée sur une face temporaire dans la galerie de minerai est au niveau 94. (B) Unification de la même structure (C2) observée à la jonction entre le toit et une face temporaire dans la galerie de minerai est au niveau 112.



- — Pôles et plan moyen des mesures S_p (sous-terre; $n = 24$)
- — Pôles et plan moyen des mesures de S_p (forages orientés; $n = 1890$)
- — Plan moyen des zones de cisaillement «C0 à C7» (forages orientés)
- — Pôles et plan moyen des zones de cisaillement «C» (forages orientés)
- — Pôles des mesures de veines (forages orientés; $n=3001$)
- — Pôles et plan moyen des veines à pendage modéré
- ▲ Pôles et plan moyen des veines subhorizontales



- — Pôles et plan moyen des mesures S_p (sous-terre; $n = 24$)
- — Pôles et plan moyen des mesures de S_p (forages orientés; $n = 263$)
- — Plan moyen individuel des zones de cisaillement (forages orientés)
- — Plan moyen des zones de cisaillement (forages orientés)
- — Pôles des mesures de veines (forages orientés; $n=2417$)
- — Pôles et plan moyen des veines subhorizontales

Figure 4. 4 : Projections stéréographiques (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) des données de la schistosité S_p , de l'attitude des veines (forages orientés) et de l'attitude des zones de cisaillement (forages orientés). (A) Gisement Triangle. (B) Cheminée No. 4, le cisaillement vertical n'est pas représenté. À noter, les mesures des veines à partir des forages orientés ne permettent pas d'identifier le pôle moyen des veines à pendage modéré.

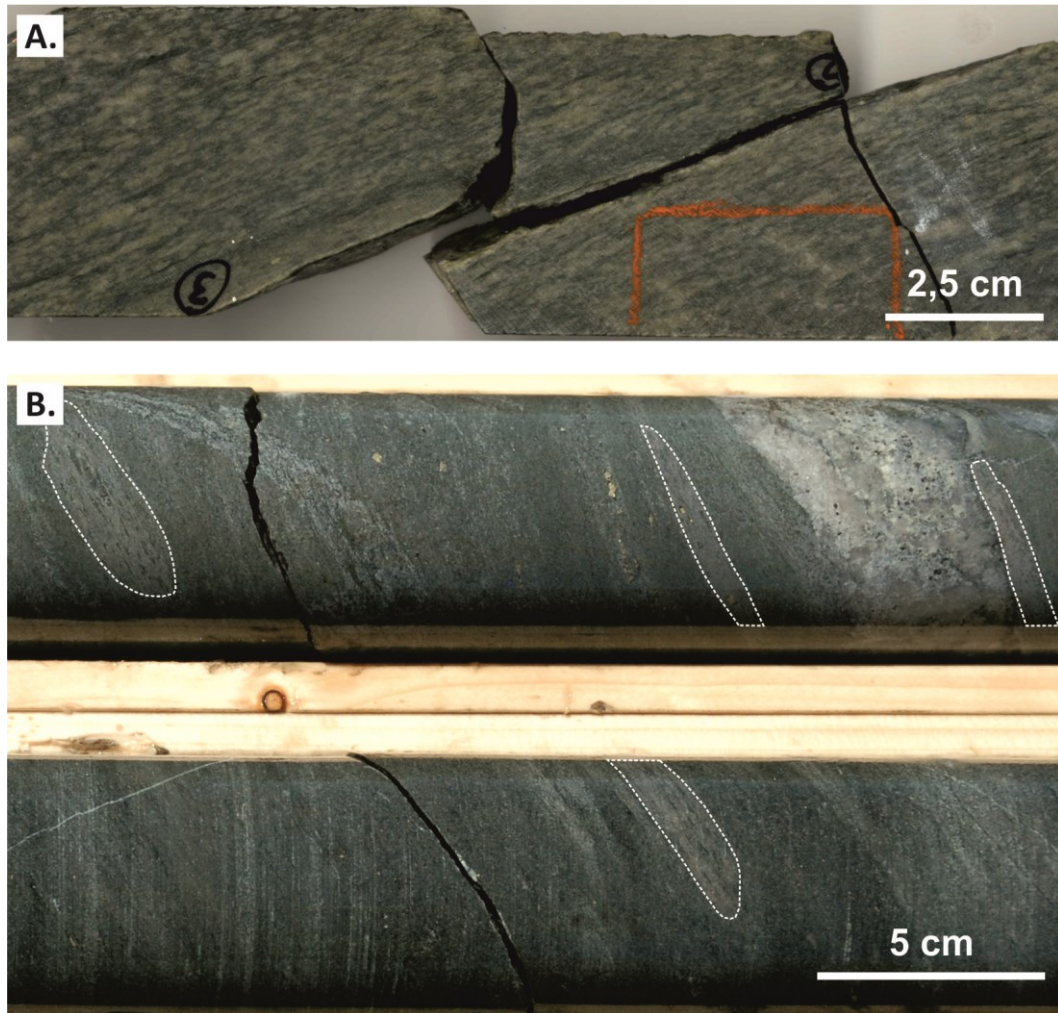


Figure 4. 5 : Photographies de l'empreinte ductile de la schistosité S_p développée dans les zones de cisaillement (gisement Triangle). (A) Alignement préférentiel des phénocristaux de feldspath dans la diorite à l'intérieur de la zone «C4» (forage TM-13-014, 497 m). (B) Fragments déformés dans l'unité de tuf à l'intérieur de la zone «C2» (forage TM-16-017W02M02, 680 m).

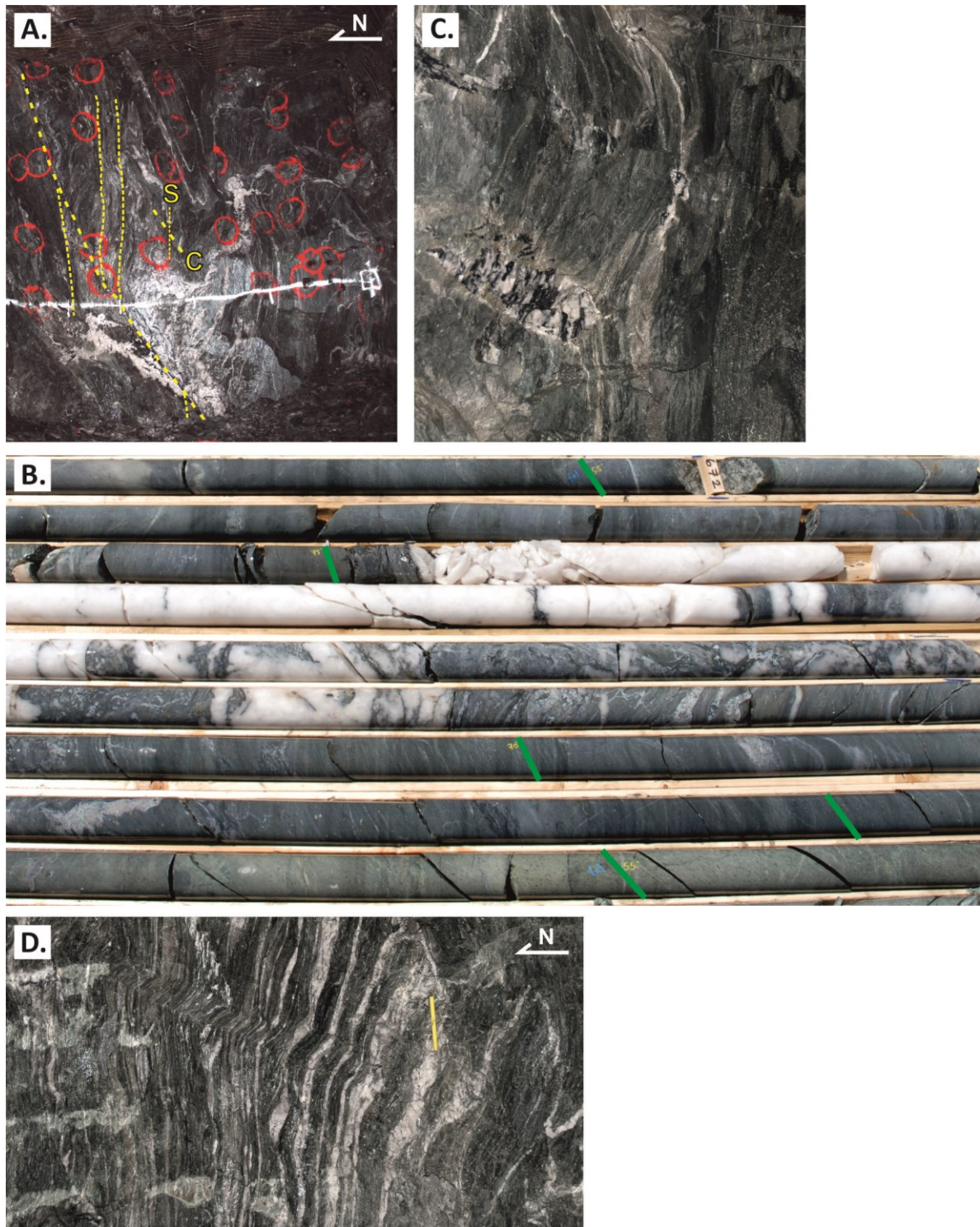


Figure 4. 6 : Photographies des relations géométriques de la schistosité S_p développée dans les zones de cisaillement (gisement Triangle). (A) Développement d'une fabrique C-S dans l'unité de tuf, indiquant un mouvement inverse. (B) Variation du pendage de la schistosité soulignée par l'angle de la carotte (traits verts) dans la zone de cisaillement «C2» (forage TM-16-017W02M02, 671 à 683 m). (C) Ondulation des plans de la schistosité S_p développées dans l'unité de tuf causée par la présence de veine (galerie d'accès à la zone «C2», niveau 94). (D) Bande de kinks affectant la schistosité S_p (galerie minéral est, face temporaire, niveau 94).

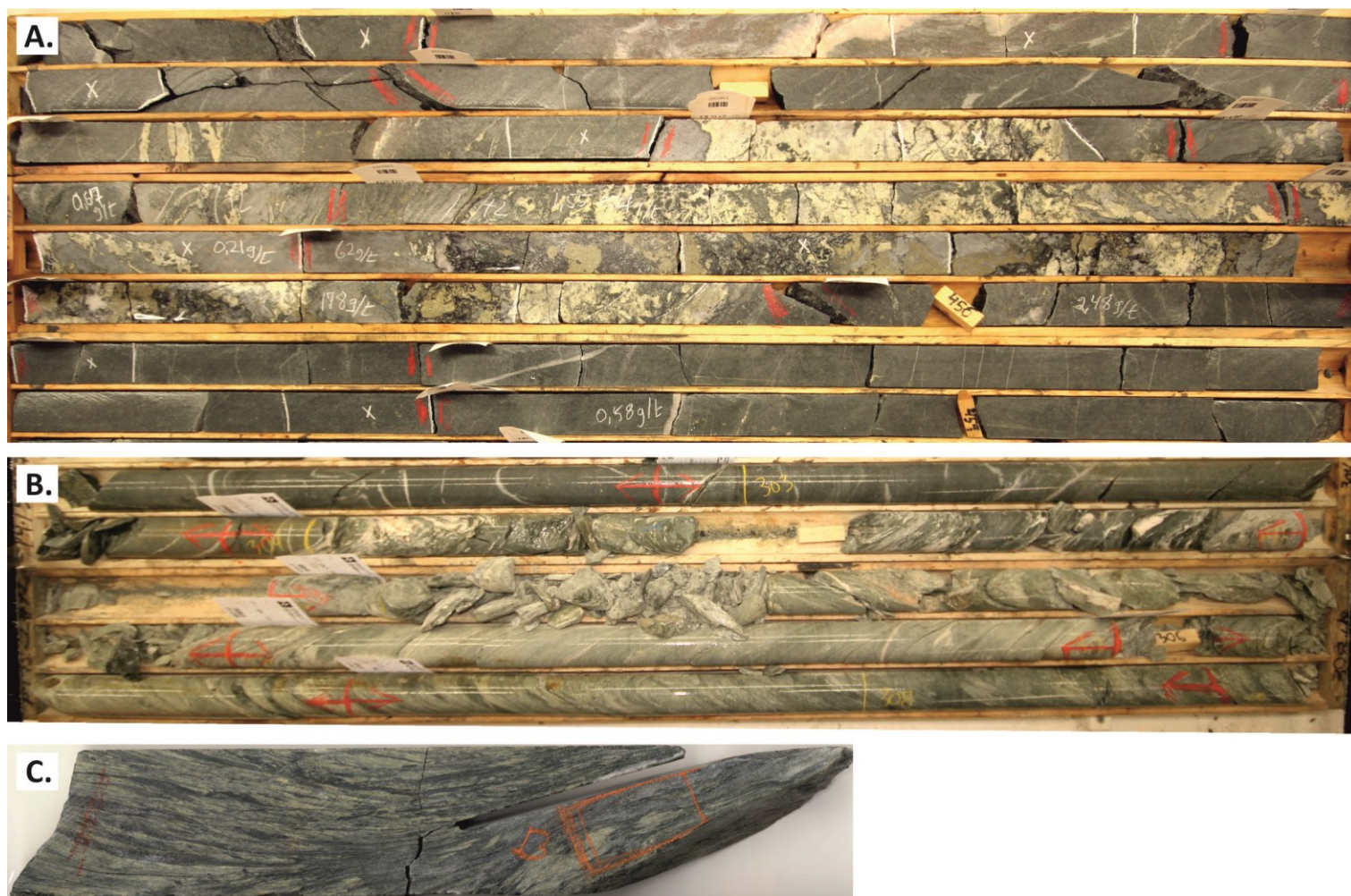


Figure 4. 8 : Photographies des zones de cisaillement fragile-ductile à la Cheminée No. 4. (A) Empreinte de la déformation ductile dans la zone «CP3» et variation du pendage de la schistosité S_p (forage P4-15-029, 448 à 460 m). (B) Zone de déformation prononcée associée au cisaillement vertical. À noter, présence de veinules de quartz (forage P4-15-022, 302 à 308,5 m). (C) Forte empreinte de la déformation ductile dans une roche altérée en chlorite - mica blanc - carbonate contenue dans le cisaillement vertical (forage P4-12-010, 194 - 194,2 m).

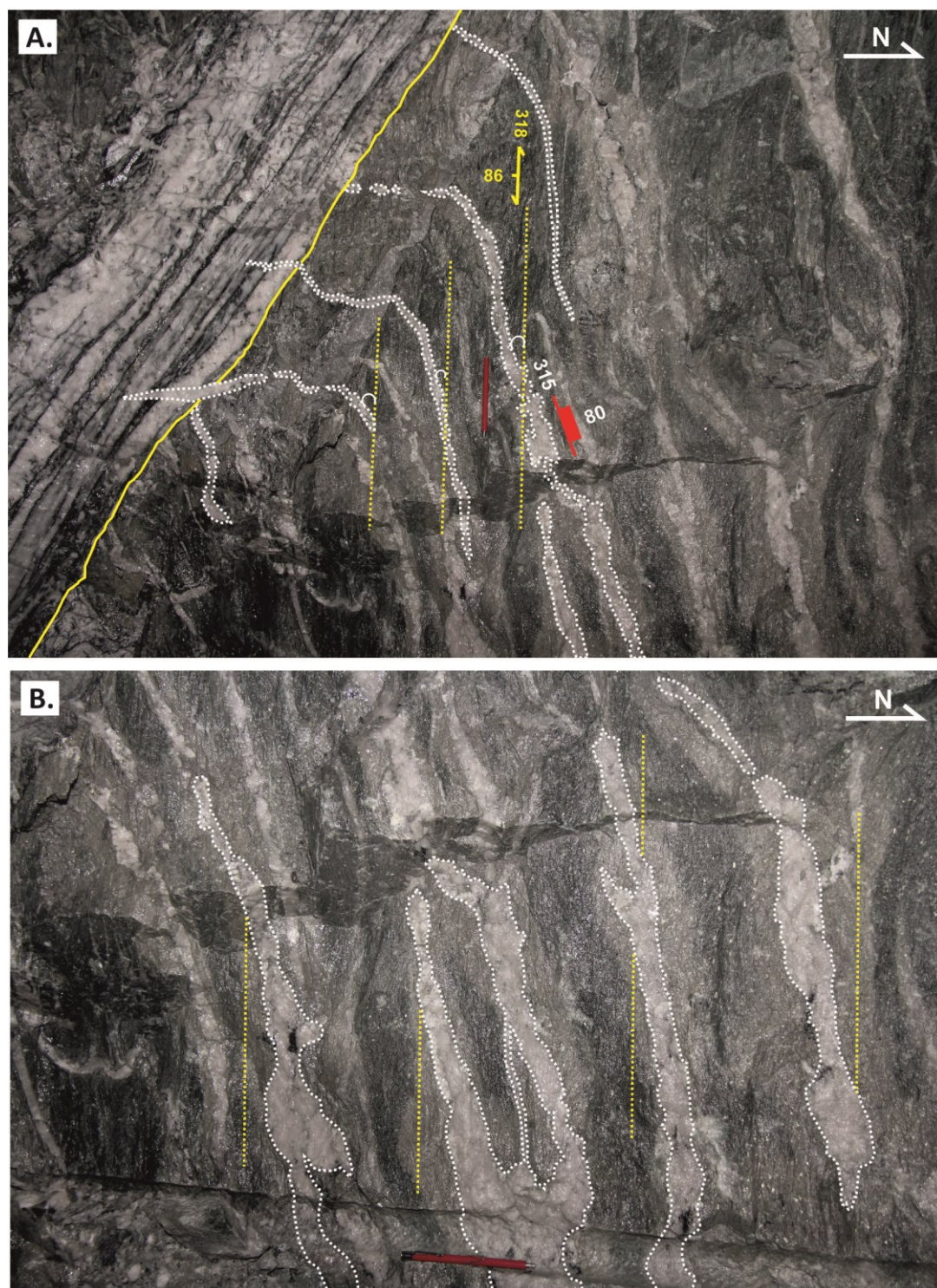


Figure 4. 9 : Photographies de la variation du pendage des veines subhorizontales développées dans les zones de cisaillement ductile-fragile. (A) Augmentation progressive du pendage des veines subhorizontales en s'éloignant de la veine principale à pendage modéré vers le sud, face temporaire dans la galerie de minerai est au niveau 94. (B) Vue rapprochée sur la portion inférieure de la photographie précédente. À noter, sur (A) et (B), on note la présence d'une relation angulaire entre la schistosité S_p et les veines.

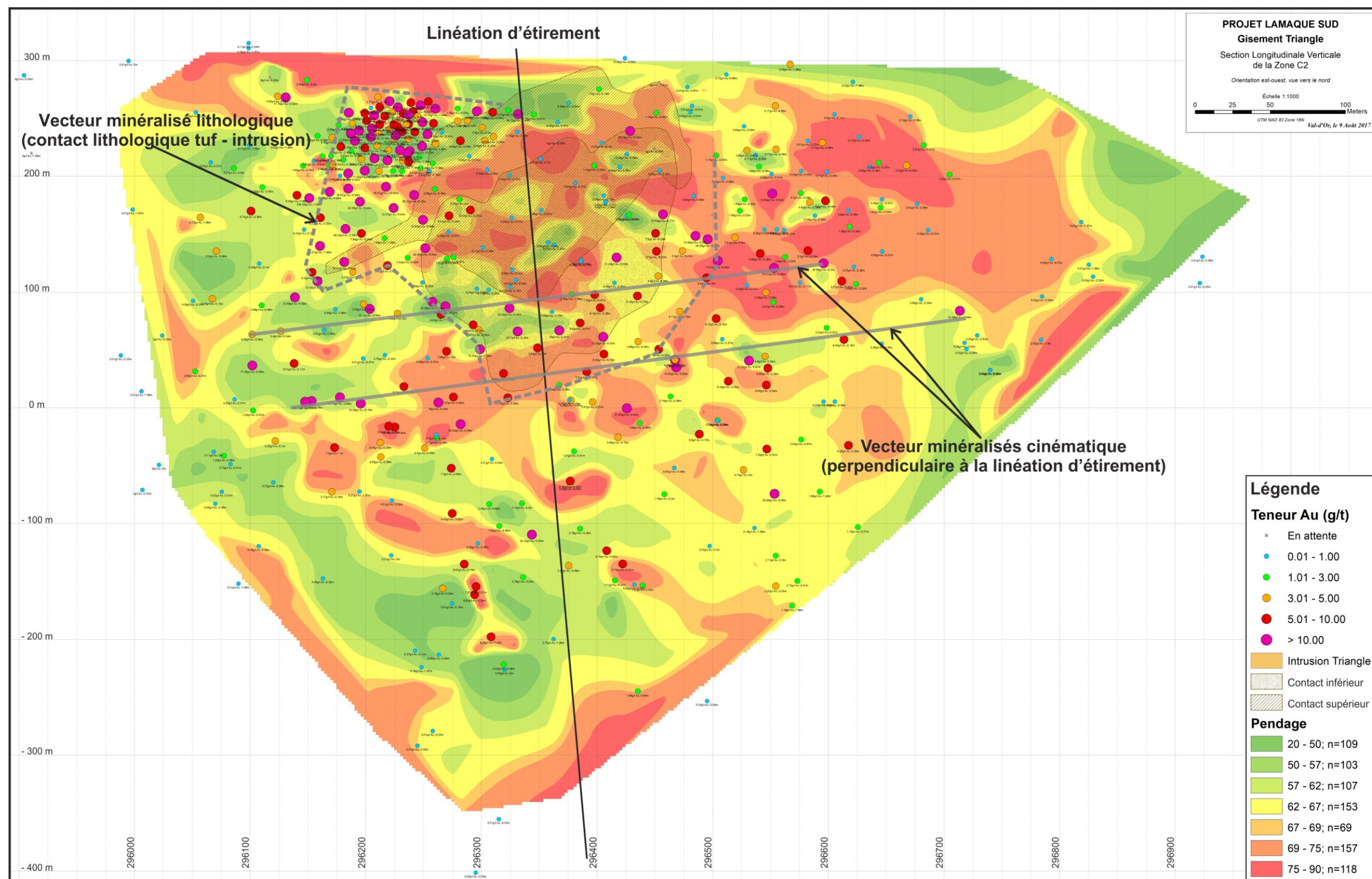


Figure 4. 10 : Coupe longitudinale dans la zone minéralisée «C2». À noter, les variations de pendage marquées dans la structure et la possibilité de vecteurs minéralisés lithologique et cinématique.

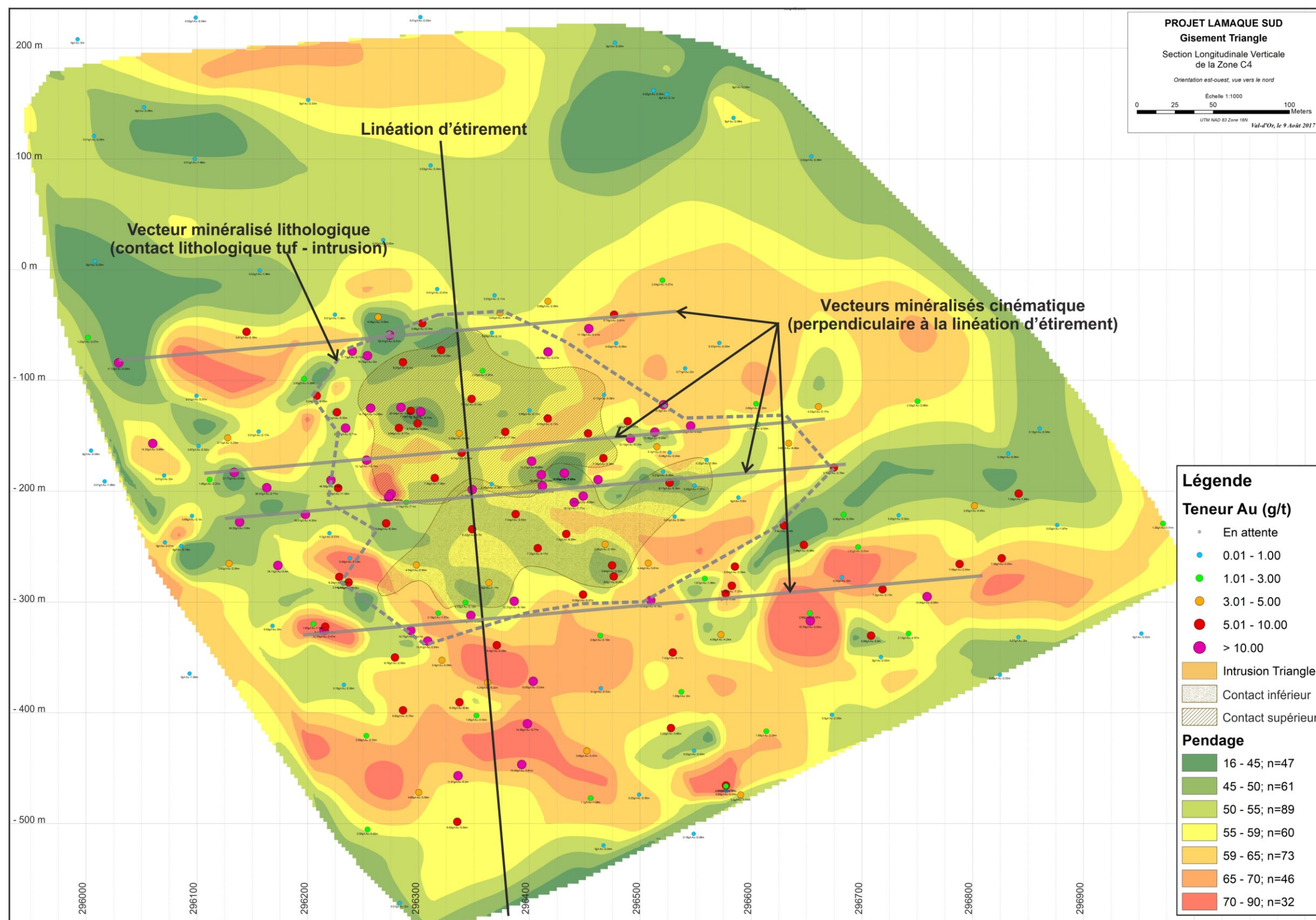


Figure 4. 11 : Coupe longitudinale dans la zone minéralisée «C4». À noter, les variations de pendage marquées dans la structure et la possibilité de vecteurs minéralisés lithologique et cinématique.

CHAPITRE 5

MINÉRALOGIE ET TEXTURE DES VEINES AURIFÈRES

5.1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de présenter la minéralogie et les textures des divers types de veines décrites au chapitre précédent. Ce chapitre a également comme but d'interpréter le mode de formation des veines aurifères. Il a été choisi de mettre l'emphasis sur la paragenèse et les textures des divers types de veines plutôt que sur la séquence paragénetique de précipitation des minéraux qui forment le système filonien aurifère. Ce choix est influencé par la littérature récente qui démontre que les gisements d'or orogénique sont formés par une répétition cyclique d'épisodes de fracturation et de remplissage, causée par des fluides hydrothermaux surpressurisés (Sibson et al., 1988; Goldfarb et al., 2005; Cox, 2016). Chaque épisode de remplissage peut alors posséder une séquence paragénetique qui lui est propre.

5.2 Minéralogie des veines aurifères

Les gisements Triangle et Cheminée No. 4 sont associés à un réseau de veines aurifères à pendage modéré et à pendage subhorizontal. Dans ces deux gisements, le système filonien aurifère présente la même minéralogie, et ce, peu importe la composition de la roche encaissante. Pour cette raison et afin d'éviter des répétitions inutiles, aucune distinction ne sera faite entre ces deux types de veines et aussi entre ces deux gisements. Les éléments présentés dans cette section proviennent de la description de carottes de forage lors des étés 2016 et 2017 avec l'équipe d'exploration, des observations dans les chantiers souterrains actifs et de l'étude de 31 lames minces polies. La composition chimique de certaines phases minérales (carbonates, tellures et or) a également été déterminée à partir d'analyses ponctuelles à la microsonde électronique. Les résultats de ces analyses sont présentés à l'annexe D. Les échantillons de veines aurifères étudiées proviennent principalement des zones minéralisées C2 et C4, soit jusqu'à une profondeur

verticale inférieure à 600 m. Aucune zonation dans la minéralogie des veines à ces profondeurs n'a été constatée.

Plus d'une dizaine de minéraux sont présents dans le réseau filonien aurifère développé dans les gisements Triangle et Cheminée No. 4. Toutefois, dans une veine typique, le quartz, les carbonates, la tourmaline et la pyrite (par ordre d'abondance) constituent plus de 95% voire même 100% du matériel filonien. La description minéralogique présentée dans les pages suivantes ne tient pas compte de la minéralogie des fragments d'encaissants incorporés dans les veines aurifères. Toutefois, ceux-ci sont communs à la fois dans les veines aurifères subhorizontales et sont particulièrement abondants dans les veines à pendage modéré.

5.2.1 Minéraux de gangue

Quartz :

Dans la majorité des veines, plus de 75 % du volume est occupé par le quartz. Il s'agit de la phase principale du réseau filonien aurifère. Typiquement, le quartz montre des micro-textures qui témoignent de processus effectifs de déformation et de recristallisation. Les processus de déformation du quartz se manifestent initialement par le développement d'une extinction ondulante et de macles de déformation. Par la suite, la déformation entraîne une recristallisation (diminution granulométrique) qui mène à la formation de sous-grains (néoblastes) sur les bordures maintenant suturées des grains de quartz (figure 5.1a). La recristallisation a produit dans certains cas de petits grains polygonaux (figure 5.1b) d'orientation cristallographique aléatoire. Néanmoins, dans une même veine, il est commun d'observer que la déformation et la recristallisation qui affecte le quartz sont hétérogènes. Par le fait même, la granulométrie du quartz est très variable à l'intérieur d'une même veine. Le quartz contient de nombreuses inclusions fluides secondaires (ou pseudosecondaires). Celles-ci forment un réseau complexe de trainées relativement linéaires (figure 5.1c) qui traversent communément les bordures des grains individuels. Ritter (1971) et Robert et Brown (1986b) rapportent les mêmes observations à la mine Lamaque et Sigma (respectivement) et mentionnent qu'il s'agit de micro-fractures cicatrisées dans les grains de quartz.

Carbonates :

Les carbonates occupent en moyenne entre 10 et 15 % du volume des veines et sont présents dans toutes les veines aurifères observées. Habituellement, il s'agit du deuxième composant le plus abondant des veines aurifères. Toutefois, ils semblent être légèrement plus abondants à l'intérieur des veines à pendage modéré de la Cheminée No. 4 que dans les autres types de veines documentées dans cette étude. Au minimum, deux types de carbonates (annexe D) sont présents dans les veines aurifères: la calcite et un carbonate de fer (ankérite) (figure 5.1d). La calcite est cependant le carbonate principal des veines aurifères aux gisements Triangle et Cheminée No. 4. De plus, il ne semble pas y avoir de contrôle lithologique sur la présence ou l'absence de carbonate de fer dans les veines. On les retrouve localement peu importe l'unité lithologique hôte des veines aurifères. Les carbonates se présentent sous différentes formes soit : 1) en cristaux attachés et perpendiculaires aux épontes (ou aux rubans individuels) des veines, 2) en amas diffus et irréguliers dans les portions plus centrales des veines, et 3) à l'intérieur de micro-fractures ou le long des bordures des grains de quartz déformés et recristallisés. Les cristaux de carbonates attachés aux épontes des veines montrent communément des macles de déformation (figure 5.1e) et sont généralement plus grossiers. De façon générale, la présence de carbonate à l'intérieur d'une veine aurifère représente une combinaison variable de ces trois modes d'occurrence.

Tourmaline :

La tourmaline est le troisième constituant principal dans le système filonien. Typiquement elle forme entre 5 – 10 % des veines, cependant, l'abondance de tourmaline peut atteindre par endroit jusqu'à environ 70 % du volume de certaines veines subhorizontales (section 5.4) dans les gisements Triangle et Cheminée No. 4. La tourmaline est toujours de couleur noir sur des échantillons macroscopiques. Robert et Brown (1986b) rapportent cette même observation à la mine Sigma et mentionnent qu'il s'agit de schörl-dravite. Dans la majorité des cas, la tourmaline se présente soit: 1) en cristaux (ou agrégats de cristaux) attachés et perpendiculaires aux épontes ou aux rubans individuels des veines, et 2) en bandes (localement ondulantes) plus ou moins

massives, d'épaisseur millimétrique à centimétrique, et disposées parallèlement aux épontes dans la portion plus centrale des veines (figures 5.2a et b). Dans ce dernier cas, elle se présente localement en petits amas irréguliers de taille centimétrique. Le quartz constitue la phase principalement interstitielle à la tourmaline, et les inclusions de tourmaline y sont très communes. Cependant, la pyrite est aussi communément interstitielle à la tourmaline et contient également par endroits des inclusions de tourmaline. Plus localement, on retrouve de petits feuillets de mica blanc et de chlorite ainsi que des carbonates comme phase interstitielle à la tourmaline.

Minéraux accessoires :

Les autres minéraux de gangue sont le mica blanc, la chlorite et la scheelite. Ils sont présents généralement uniquement en traces. Malgré le fait qu'ils ne soient présents qu'en faible quantité, la chlorite et le mica blanc sont assez communs. On les retrouve principalement en petits feuillets autour de la pyrite (par endroit en inclusions) ou encore comme phase interstitielle à la tourmaline. Les veines de quartz aurifères contiennent également des traces de scheelite. La scheelite ne fut observée qu'avec l'aide d'une lampe UV et semble surtout se présenter près des épontes des veines aurifères. Les observations indiquent que les cristaux de scheelite possèdent une taille ≤ 3 mm.

5.2.2 Phases métalliques

La pyrite constitue la principale phase métallique et se distribue de manière hétérogène à l'intérieur des veines aurifères. En plus de la pyrite, on note des traces de chalcopryrite, d'or, de tellurures (altaite, hessite, petzite, volynskite et calaverite; annexe D) et par endroit de galène. La proportion de pyrite est typiquement faible ($\leq 3\%$) dans les veines aurifères. Généralement, la pyrite forme des grains idiomorphes de ≤ 1 mm à 5 cm et des agrégats irréguliers disséminés dans les veines de quartz. Les grains de pyrite sont plus abondants près des épontes des veines et montrent une forte association spatiale avec les fragments d'encaissants (à l'intérieur ou en bordure) qui sont incorporés dans les veines (figure 5.3a). La pyrite est communément interstitielle à la tourmaline et contient de nombreuses inclusions de gangue (tourmaline, quartz, carbonates, mica blanc, chlorite).

Dans les veines, la pyrite est couramment fracturée et localement cataclasée. La galène ne fut observée que dans quelques échantillons. Elle semble être distribuée de façon hétérogène dans les gisements et s'observe rarement dans les veines de quartz. La galène se présente alors en grains millimétriques à l'intérieur ou dans les bordures des grains de quartz.

Bien que l'or soit généralement peu abondant (en terme volumique), il s'agit d'une phase commune à l'intérieur des veines aurifères. L'étude pétrographique en lumière réfléchie indique que la majeure partie de l'or se présente dans les bordures déformées et recristallisées à la jonction des grains de quartz. L'or est typiquement libre dans le quartz et s'accompagne communément de tellurures, de trace de chalcopryrite et par endroits de carbonates (figures 5.3b et c). Le diamètre moyen des grains d'or est de l'ordre de 20 à 50 μm mais varie entre 10 μm et 1 mm. Par ailleurs, une partie de l'or contenue dans les veines présente une association spatiale avec la pyrite. L'or s'accompagne alors de tellurures et de quantités variables de chalcopryrite en remplissage de fractures des grains de pyrite (figure 5.3d) ou sous la forme de petites inclusions (figure 5.3e) dans les grains de pyrite. L'analyse à la microsonde électronique de 10 grains d'or répartis dans deux échantillons différents, l'un provenant de Triangle et l'autre de la Cheminée No. 4, révèle que le ratio Au/Ag, en termes de % de concentration, est constant et se situe autour de 8,8 (annexe D). Ce ratio est typique pour les gisements aurifères orogéniques (Poulsen et al., 2000; Goldfarb et al., 2005) et est similaire à celui déterminé par Fitzgerald et al. (1967) aux mines Sigma et Lamaque.

5.3 Textures des veines aurifères à pendage modéré

5.3.1 Veines laminées

Les veines aurifères à texture laminée occupent typiquement les plans « C » des zones de cisaillement. En effet, il s'agit de la texture principale des veines à pendage modéré présentes dans les zones de cisaillement au gisement Triangle. Par contre, elle est plus localement développée à la Cheminée No. 4. Cette texture est marquée par des rubans ou lamines de quartz individuels, communément séparés par de minces bandes de matériel hydrothermal (essentiellement de la

tourmaline) parallèles aux épontes de la veine (figure 5.4a). On retrouve aussi des fragments d'encaissant altérés incorporés dans les veines laminées. Ces fragments sont communément foliés et étirés parallèlement à l'attitude des veines et accentuent leur texture laminée (figure 5.4b). Par ailleurs, la texture laminée de ces veines est localement soulignée par une alternance dans la texture des rubans individuels de quartz, qui montrent par endroits des textures massives et plus localement bréchiques (figure 5.4c). Les rubans de quartz d'aspect bréchique sont formés de fragments anguleux d'épontes de dimensions variables, communément altérés et par endroits foliés. On observe localement une variation dans l'orientation de la foliation enregistrée par les fragments incorporés dans les rubans bréchiques. Sous terre, il a été possible de mesurer des stries de faille sur les bandes de tourmaline à l'intérieur des veines ou sur des surfaces définissant leurs épontes. Toutes les stries observées montrent un angle de chute en composante pendage, subparallèle à la linéation d'étirement mesurée sur les plans de foliation S_p .

5.3.2 Veines bréchiques

La texture bréchique est celle dominante des veines qui occupent les zones de cisaillement à pendage modéré à la Cheminée No. 4 (figure 5.5). Cette texture est beaucoup moins commune sur le gisement Triangle. Néanmoins, il fut possible de l'observer sous terre (figure 5.6) dans la galerie de minerai est au niveau 94. Tel que mentionné précédemment, ce sont des veines dont l'orientation est subparallèle aux structures hôtes. Les veines bréchiques se composent de fragments de roches encaissantes de tailles variables, typiquement anguleux, altérés à divers degrés et localement foliés. Les contours des fragments de roches encaissantes sont généralement très nets. Ces fragments sont encaissés dans une matrice hydrothermale composée principalement de tourmaline et de carbonates avec une proportion moindre de quartz. On note également la présence locale de chlorite. La proportion de matrice hydrothermale est variable mais excède habituellement 25% du volume de ces veines. Par endroits, on note une proportion plus élevée de fragments d'encaissant alors qu'ailleurs la matrice hydrothermale est prédominante.

5.3.3 Mode de formation

Veines laminées

Les veines laminées sont présentes dans des structures (zone de cisaillement) d'orientation globalement est-ouest. Ces structures se sont formées en réponse à un raccourcissement nord-sud et ont enregistré un mouvement à composante pendage inverse. Typiquement, les veines laminées sont parallèles ou très légèrement obliques à leur structure hôte et à S_p (sur une vue en plan) et montrent peu ou pas d'évidence de surimposition de déformation. Ces caractéristiques géométriques ainsi que la texture laminée sont compatibles avec des veines en remplissage de faille (Robert et Poulsen, 2001).

Parmi les mécanismes d'ouverture (dilatation) possible, le plus commun proposé dans la littérature est le «*crack-seal-slip*» (ouverture-remplissage-glissement). Ce mécanisme, proposé par Sibson et al. (1988) et repris par Cox (2016), implique une alternance d'épisodes répétés (cycliques) d'ouvertures et de glissement le long d'une fracture de cisaillement dans un régime actif de déformation. La texture interne laminée qui caractérise les veines à pendage modéré témoigne d'une succession complexe d'épisodes d'ouverture et de remplissage. Les stries de faille présentes sur les bandes de tourmaline à l'intérieur des veines soulignent que ces veines se sont développées dans un régime de déformation actif, accompagné de déplacement le long de ces surfaces de glissement. L'orientation de ces stries est compatible avec un mouvement principal à composante pendage et est également compatible avec une mise en place des veines à pendage modéré lors d'un incrément tardif durant la phase de déformation principale en raccourcissement.

Veines bréchiques

Les veines bréchiques, typiquement retrouvées à la Cheminée No. 4, correspondent à des brèches hydrothermales, c'est-à-dire que la bréchification des roches implique une hydrofracturation par des fluides hydrothermaux (Jébrak, 1997). À la Cheminée No. 4, ces veines sont subparallèles à l'orientation des zones de cisaillement (dans l'ensemble est-ouest) à l'intérieur desquelles elles sont développées. Étant donné l'absence d'accès souterrains à la Cheminée No.

4, aucune évidence concluante de rotation ou d'abrasion mécanique des fragments n'a été documentée. L'absence de rotation et d'abrasion enregistrées par les fragments et l'association spatiale de ce type de veines avec des zones de cisaillement discrètes suggèrent qu'il s'agit de «*jigsaw puzzle breccia*» (Robert et al., 1994; Robert et Poulsen, 2001) aussi appelé «*implosion breccia*» par Sibson (1986).

Il est proposé dans la littérature que les brèches hydrothermales se forment en réponse à une fluctuation temporelle de la pression des fluides et qu'elles témoignent de pressions élevées (critiques) dans le système hydrothermal (Sibson, 1986; Jébrak, 1992, 1997; Robert et al., 1994; Robert et Poulsen, 2001). Les brèches de type «*jigsaw puzzle*» ou «*implosion*» consistent habituellement en des fragments d'épontes anguleux, sans évidence apparente de rotation, qui sont mis-en-place dans une matrice hydrothermale typiquement composée de tourmaline, quartz et de carbonates (Robert et al., 1994; Robert et Poulsen, 2001; Sibson, 1986). Il est couramment interprété que la formation de ces brèches soit associée à des déplacements intermittents de faible amplitude localisés à des sites spécifiques le long d'une zone de cisaillement (Sibson, 1986, Robert et al., 1994; Jébrak, 1997; Robert et Poulsen, 2001). La dilatation (ou l'espace) ainsi créée sur les zones de cisaillement provoque une décompression rapide du système hydrothermal surpressurisé, ce qui diminue la solubilité des éléments et des métaux transportés par les fluides hydrothermaux et induit une implosion de la roche encaissante fracturée (Sibson, 1986; Jébrak, 1997). La veine bréchique documentée au gisement Triangle (figure 5.6) implique un mécanisme de formation similaire. Cette veine est associée à une zone de dilatation («*dilatational jog*») où l'on peut déduire la présence d'un mouvement inverse.

La relation temporelle entre la formation des veines bréchiques et les déplacements le long des zones de cisaillement discrètes dans la Cheminée No. 4 est complexe et demeure sans réponse absolue. La formation de ces veines résulte probablement d'une combinaison de facteurs structuraux et hydrauliques et implique que la pression des fluides a exercé un rôle critique dans un environnement de faible perméabilité (Jébrak, 1997).

5.4 Textures des veines aurifères subhorizontales

À l'intérieur des gisements Triangle et Cheminée No. 4, les veines aurifères subhorizontales présentent des textures similaires. La texture la plus commune est massive, toutefois certaines veines montrent une texture rubanée et plus localement, une texture bréchique. Aucune relation systématique n'a été reconnue entre le type de texture et l'épaisseur des veines. En effet, ces veines semblent avoir une épaisseur similaire peu importe le type de texture développée. La texture massive (figures 5.7a, b, c et 5.2b) se manifeste typiquement par des cristaux allongés de tourmaline de ≤ 2 cm ou encore des cristaux de carbonates qui se sont développés à partir des épontes. Ces cristaux sont orientés à peu près perpendiculairement aux épontes, soit subparallèlement à la linéation d'étirement et aux stries. Ces cristaux forment généralement une mince couche plus ou moins continue le long des épontes des veines et s'observent dans une matrice composée de proportions variables de quartz, carbonates et tourmaline. Habituellement, le quartz est le constituant dominant, suivi des carbonates et de la tourmaline. La texture rubanée (figures 5.7a, c et 5.2b) est présente dans la partie centrale des veines et s'exprime en particulier par des rubans millimétriques de tourmaline. Dans ces rubans, qui occupent la partie centrale des veines, la tourmaline est alors orientée de manière subparallèle aux épontes. L'espacement et l'épaisseur des rubans individuels sont variables, néanmoins, ceux-ci montrent habituellement une épaisseur inférieure à 2 cm. Plus localement, certaines veines subhorizontales montrent une texture bréchique. Cette texture (figure 5.7d) se caractérise alors par des quantités variables de quartz, tourmaline et carbonate ainsi que des fragments communément subanguleux d'épontes altérées incorporés dans la veine. Dans ce dernier type de veine subhorizontale, la tourmaline peut composer jusqu'à 70% du matériel filonien.

5.4.1 Mode de formation

La minéralogie et la texture plus typique des veines subhorizontales consiste en des cristaux de tourmaline ou de carbonates attachés perpendiculairement (ou à fort angle) aux épontes des veines et entourés de quartz d'aspect massif. Cette texture témoigne d'une croissance libre des

minéraux dans un espace ouvert. Afin de produire cette texture, la fracture initiale doit s'ouvrir et demeurer ouverte. La croissance des cristaux est progressive (jusqu'au remplissage complet de l'espace crée) et indique la direction d'ouverture des veines (Robert et Poulsen, 2001). Les veines subhorizontales à texture rubanées, bien que beaucoup moins abondantes, suggèrent un processus similaire. Cependant, le rubanement produit dans cette texture implique que le processus d'ouverture s'est répété à plusieurs reprises et qu'il s'agit de veines à ouvertures multiples (Robert et Poulsen, 2001). L'attitude de ces veines et les textures observées montrent que l'ouverture des veines subhorizontales s'est effectuée à peu près verticalement, soit presque perpendiculairement à leurs épontes, et donc, parallèlement aux linéations d'étirement et à la plongée des intrusions hôtes. Ainsi, la formation des veines subhorizontales aux gisements Triangle et Cheminée No. 4 s'est donc faite principalement par ouverture d'une fracture d'extension, initiée lorsque la pression des fluides surpasse la pression lithostatique (poids de la colonne de roche sus-jacente) et la résistance en tension de ces roches. Après quoi, le remplissage de cette ouverture s'est fait par «*open-space filling*». Dans le cas des veines subhorizontales à textures bréchiques, une possibilité est que l'ouverture des fractures soit reliée à des fluides surpressurisés dans un milieu peu perméable (Jébrak, 1997). Cette surpressurisation du système produit alors une fracturation hydraulique (ouverture), ce qui permet d'expliquer l'incorporation de fragments anguleux d'épontes altérées maintenant présents dans la veine. Il est bon de rappeler que la texture bréchique développée dans certaines veines subhorizontales est toutefois la moins commune.

5.5 Sommaire

Cette section se veut une synthèse des principaux éléments présentés précédemment qui se rapportent à la minéralogie et aux textures des veines aurifères du système filonien des gisements Triangle et Cheminée No. 4. L'emphasis est portée sur les similitudes et les différences observées entre ces deux gisements, on retient les points suivants :

- La minéralogie du réseau filonien aurifère des gisements Triangle et Cheminée No. 4 est similaire. Dans une veine typique, le quartz, les carbonates, la tourmaline et la pyrite (par ordre d'abondance) totalisent $\geq 95\%$ (voire 100%) des minéraux présents dans les veines aurifères.
- L'or se présente principalement dans les bordures cataclasées à la jonction des grains de quartz et s'accompagne communément de tellurures. On note également une association spatiale entre l'or contenu dans les veines et l'abondance de pyrite.
- Des textures différentes caractérisent les veines aurifères à pendage modéré en remplissage de failles dans les gisements Triangle (laminée) et Cheminée No. 4 (bréchique). Ces différences texturales suggèrent des modes de formations spécifiques.
- Des fragments d'encaissants altérés (communément foliés et étirés) sont incorporés dans certaines des veines aurifères en remplissage de faille.
- Les veines aurifères subhorizontales dans les gisements Triangle et Cheminée No. 4 présentent des textures similaires. La plupart de ces veines sont massives, alors que certaines sont rubanées. Plus localement, les veines montrent une texture bréchique.
- La texture rubanée est la seule évidence directe d'ouvertures répétées dans les veines subhorizontales.
- Les caractéristiques primaires du réseau filonien et des structures hôtes des gisements Triangle et Cheminée No. 4 sont dans l'ensemble préservées, et n'ont pas subi de surimposition postérieure à la phase de déformation principale.

FIGURES DU CHAPITRE 5

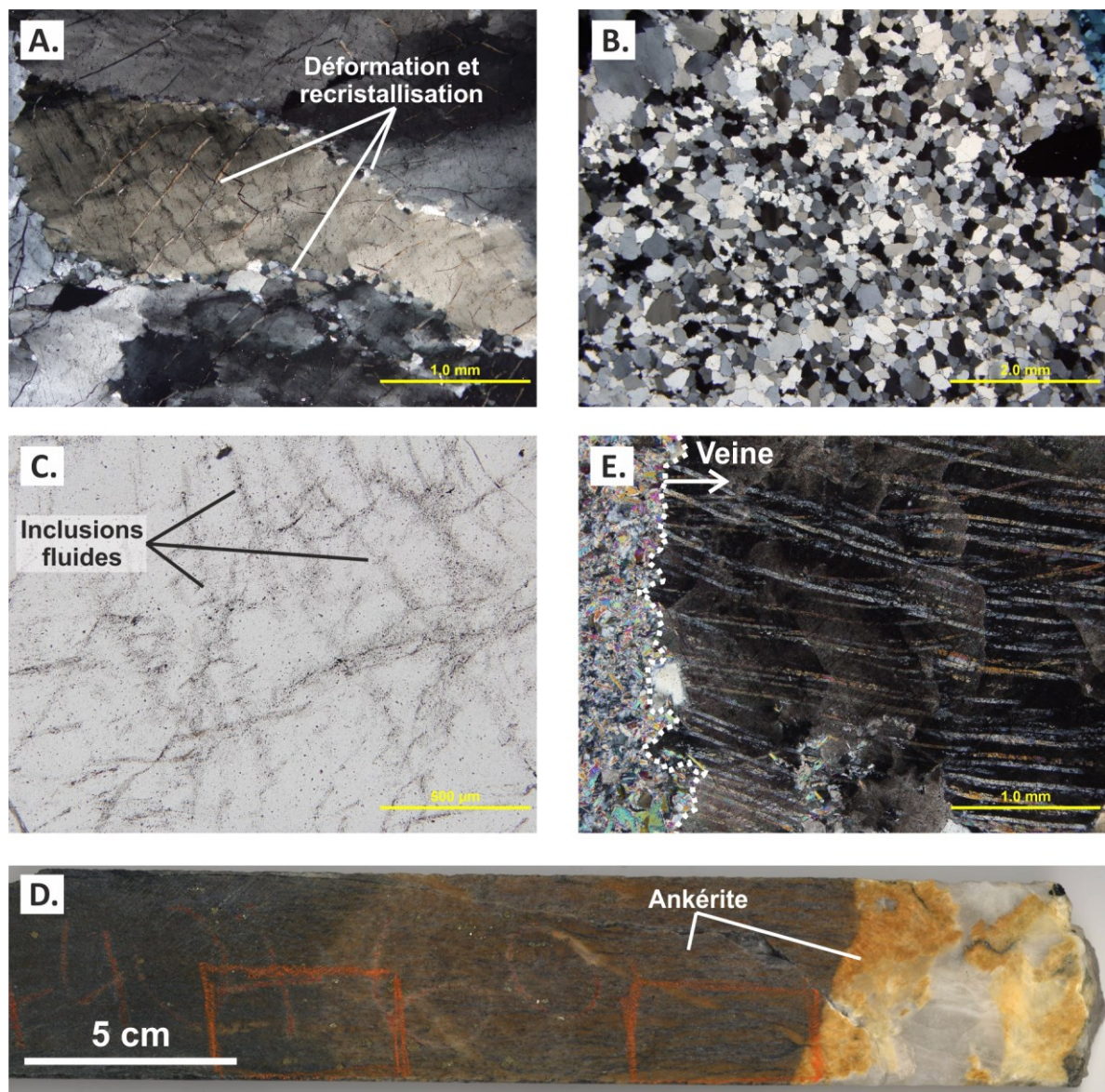


Figure 5. 1 : Microphotographies et photographie des veines de quartz-carbonate-tourmaline. (A) Processus de déformation et formation de sous-grains dans le quartz. Lame mince TM-14-18, lumière polarisée. (B) Recristallisation (polygonisation) du quartz. Lame mince TM-14-18, lumière polarisée. (C) Trainées complexes d'inclusions fluides. Lame mince P4-24-06, lumière naturelle. (D) Carbonate de fer dans une veine et son éponte d'altération (forage P4-12-09A, 280,6 à 281 m). (E) Macles de déformation développées dans des cristaux de carbonates attachés perpendiculairement à l'éponte d'une veine. Lame mince P4S-28-01, lumière polarisée.

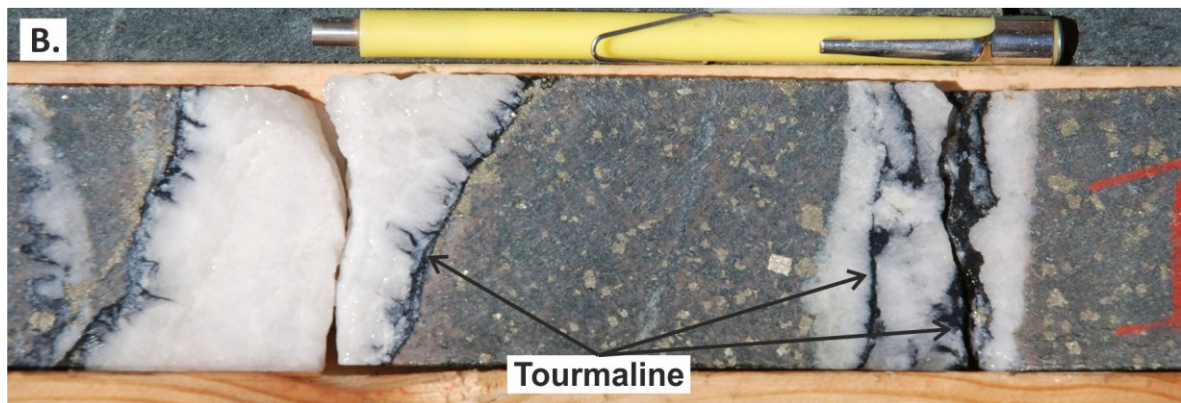
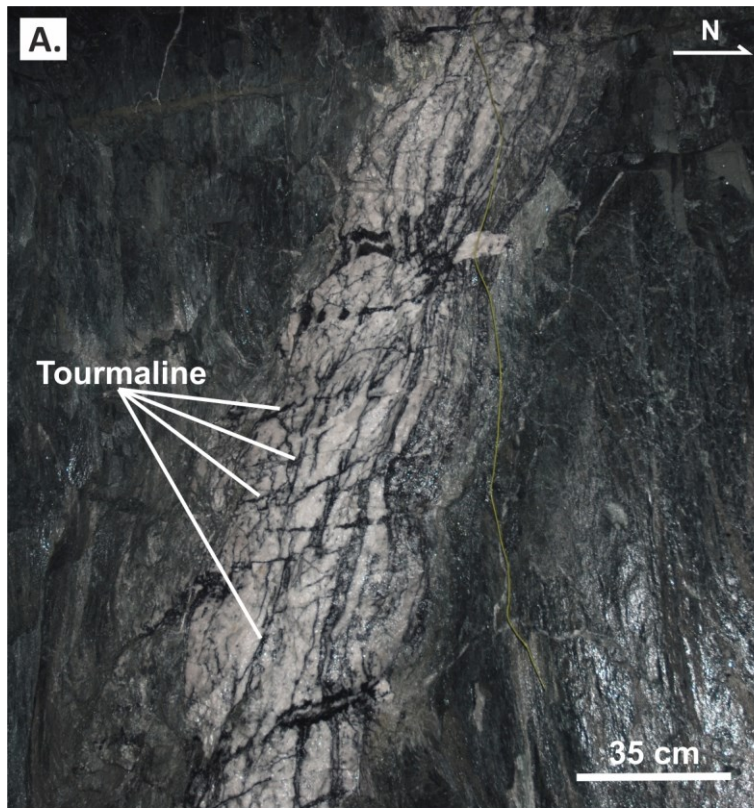


Figure 5. 2 : Photographies des veines de quartz-carbonate-tourmaline. (A) Relations de recoupement conflictuelles entre les cristaux de tourmaline (perpendiculaires) et les bandes de tourmaline (parallèles) aux épontes de la veine (zone «C2 sud», mur est niveau 94). (B) Cristaux de tourmaline perpendiculaires à l'éponte de la veine (gauche) et bandes de tourmaline subparallèles aux épontes (droite) (forage P4-17-042W01M01, 595 m).

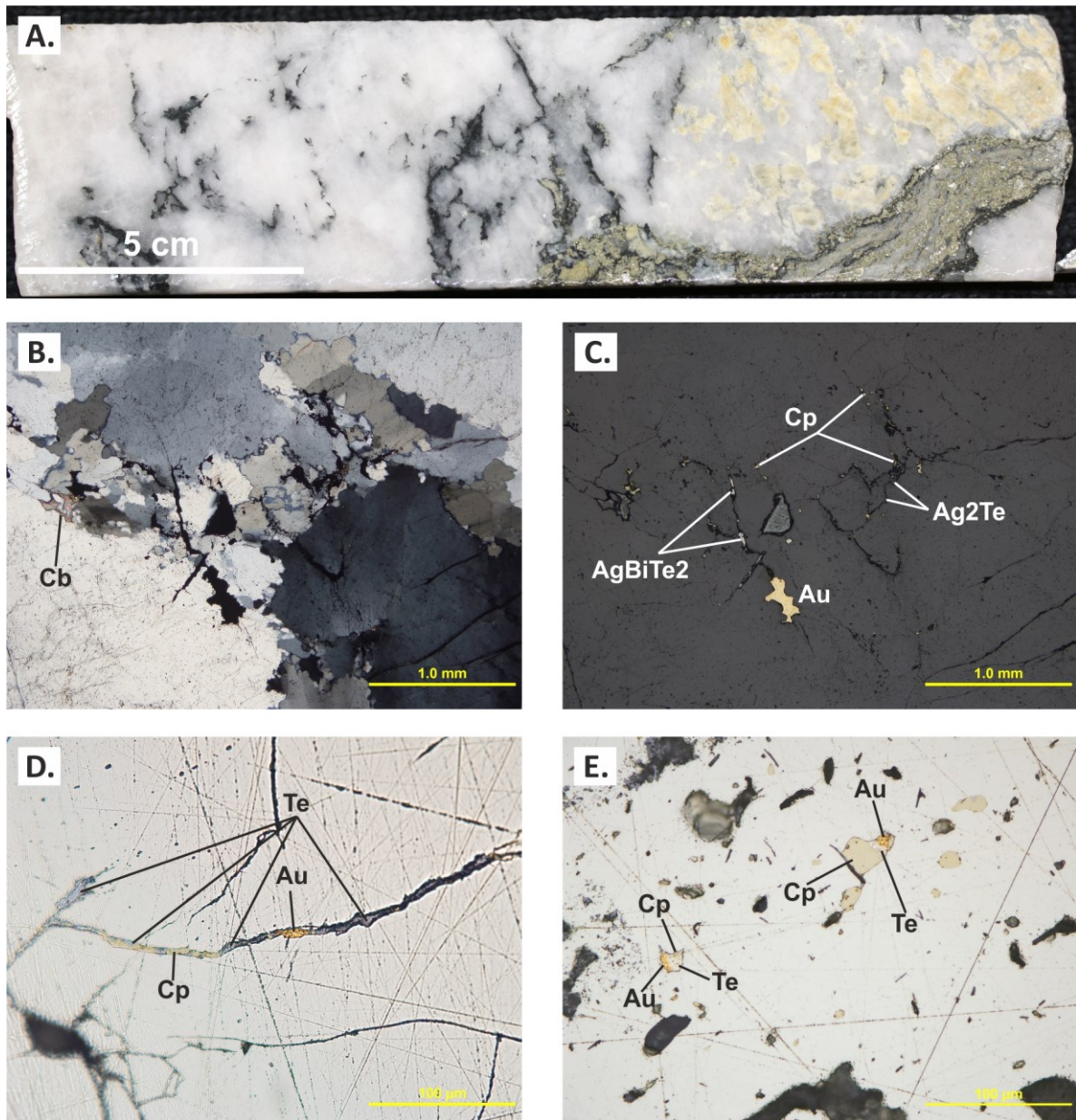


Figure 5. 3 : Photographie et microphotographies des phases métalliques dans les veines de quartz-carbonate-tourmaline. (A) Fragment d'éponte altéré et déformé montrant une forte association spatiale avec la pyrite (forage TM-14-042, 625,5 m). (B) et (C) Or, tellurures, chalcopryrite et carbonate en remplissage de microfractures dans le quartz. Lame mince TM-14-018, lumière polarisée et réfléchie (respectivement). (D) Or, tellurures et chalcopryrite en remplissage d'une fracture dans la pyrite. Lame mince TA-151-01, lumière réfléchie. (E) Fines inclusions d'or, tellurures et chalcopryrite contenues dans un grain de pyrite. Lame mince P4-28-07, lumière réfléchie. Cb = carbonate, Au = Or, Cp = chalcopryrite, Te = tellurure.

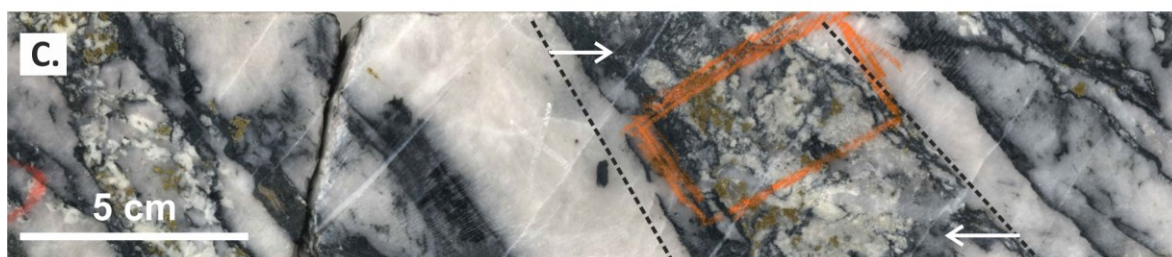
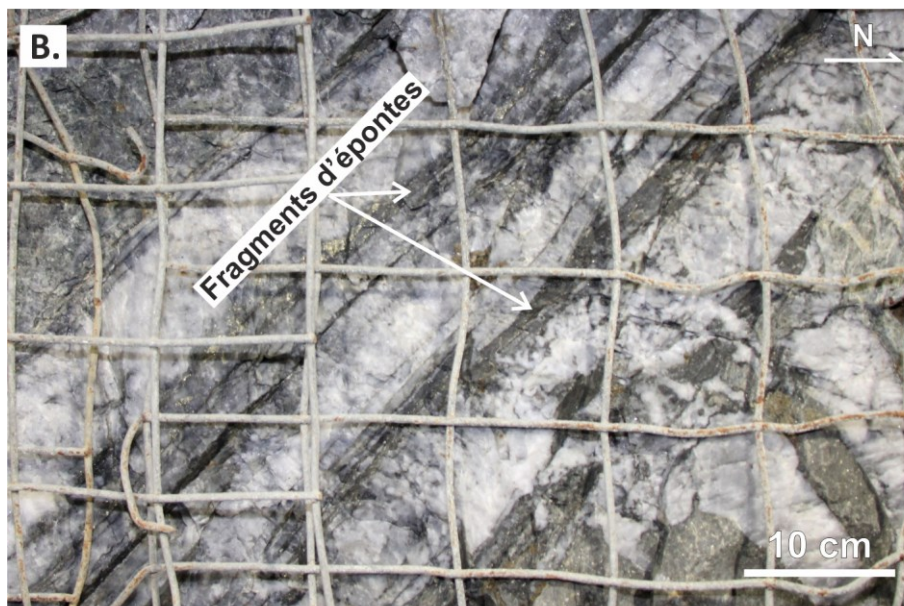
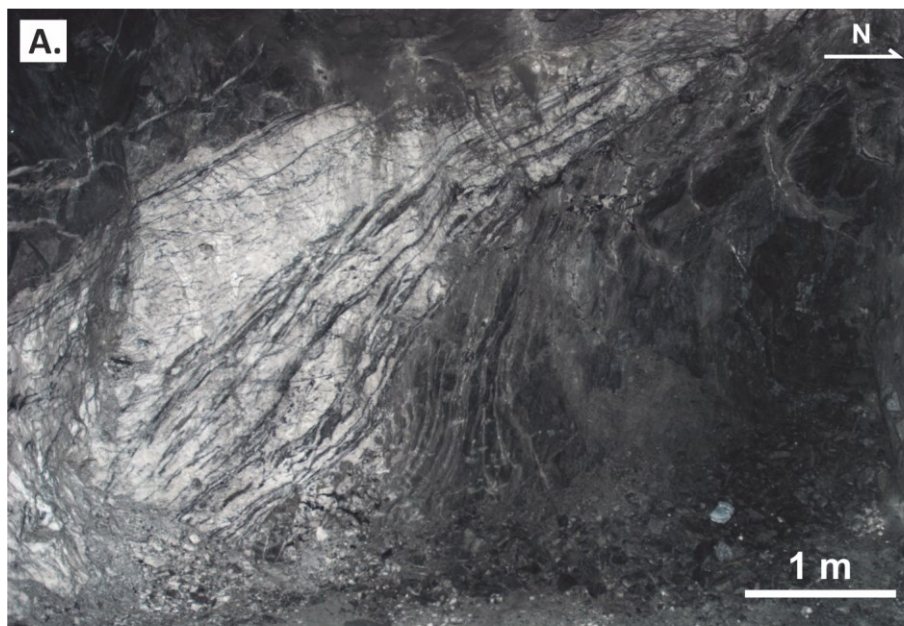


Figure 5. 4 : Photographies des veines à texture laminées. (A) Bandes de tourmaline parallèles aux parois de la veine. Face temporaire dans la galerie de minerai ouest au niveau 94. (B) Fragments d'encaissants foliés et étirés parallèlement aux parois de la veine. Les fragments montrent une forte association spatiale avec la pyrite. Mur ouest dans la sous-station électrique au niveau 70. (C) Ruban d'aspect bréché à l'intérieur d'une veine à texture laminée (forage TM-16-128A, 386,6 m).

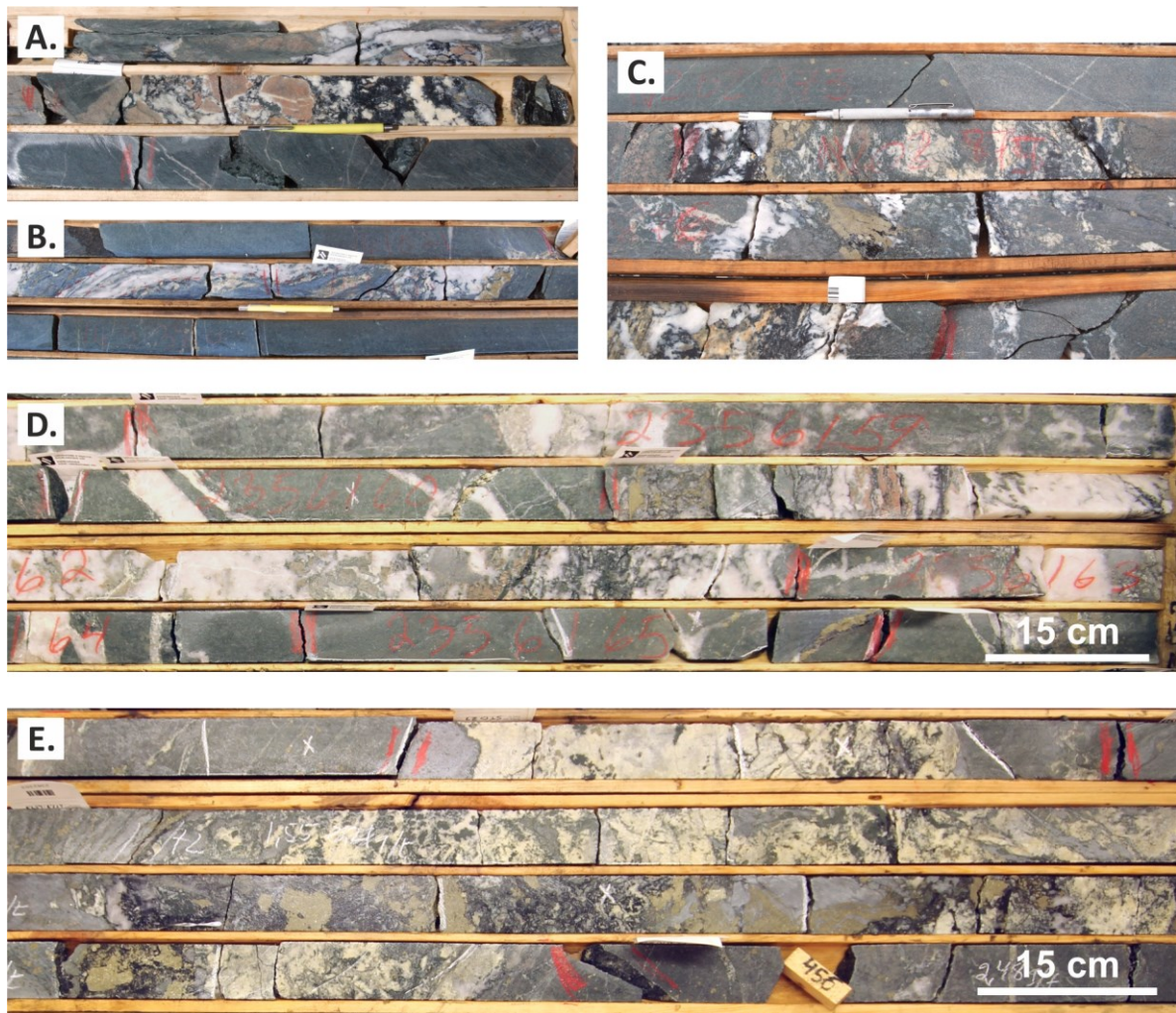


Figure 5.5 : Texture bréchique typique des veines développées dans les zones de cisaillement à pendage modéré à la Cheminée No.4. (A) Forage P4-15-028, 134 m. (B) Forage P4-12-02B, 736 m. (C) Forage P4-12-06, 488,5 m. (D) Forage P4-15-024, 475 m. (E) Forage P4-15-029, 452 à 456 m.

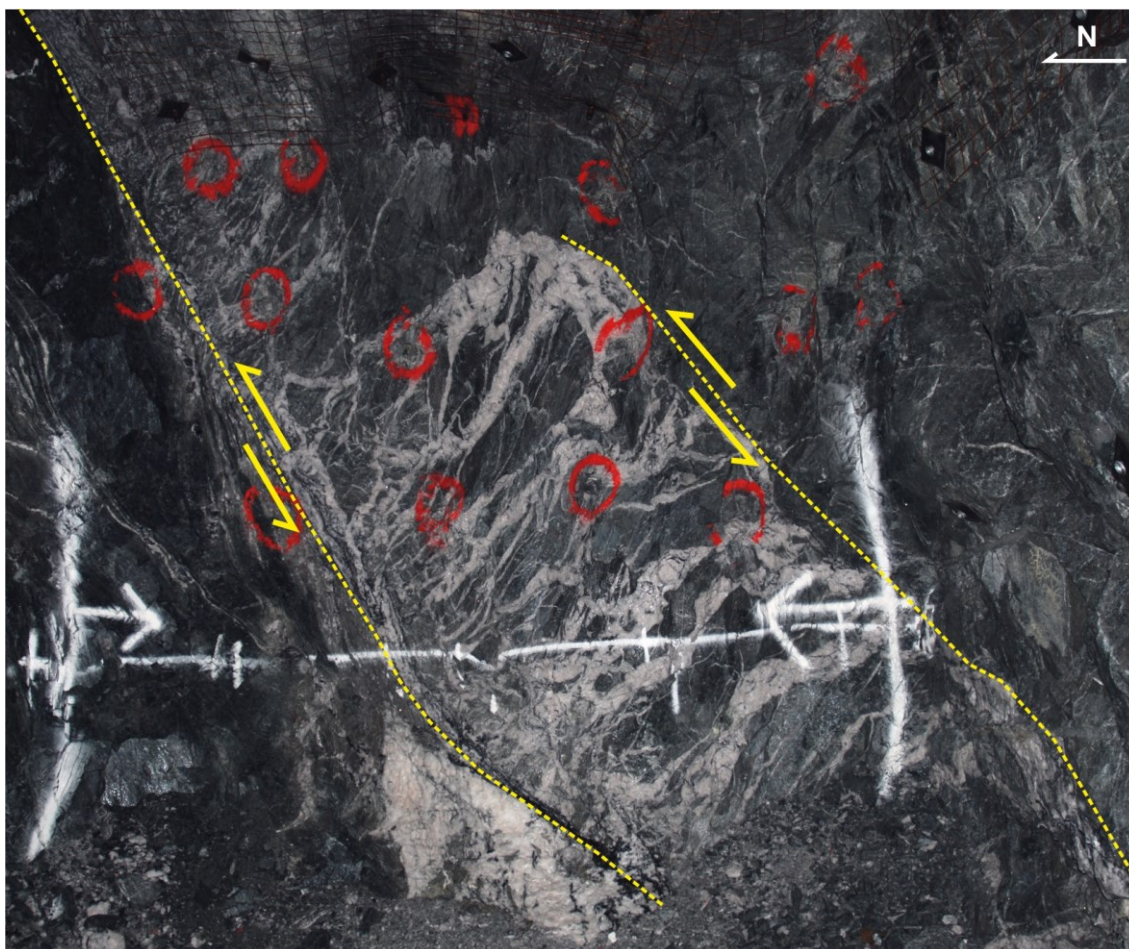


Figure 5. 6 : Veine à texture bréchique observée dans la galerie de minerai est au niveau 94. À noter, la veine est développée dans une zone de dilatation («*dilatational jog*») où l'on peut déduire la présence d'un mouvement inverse.

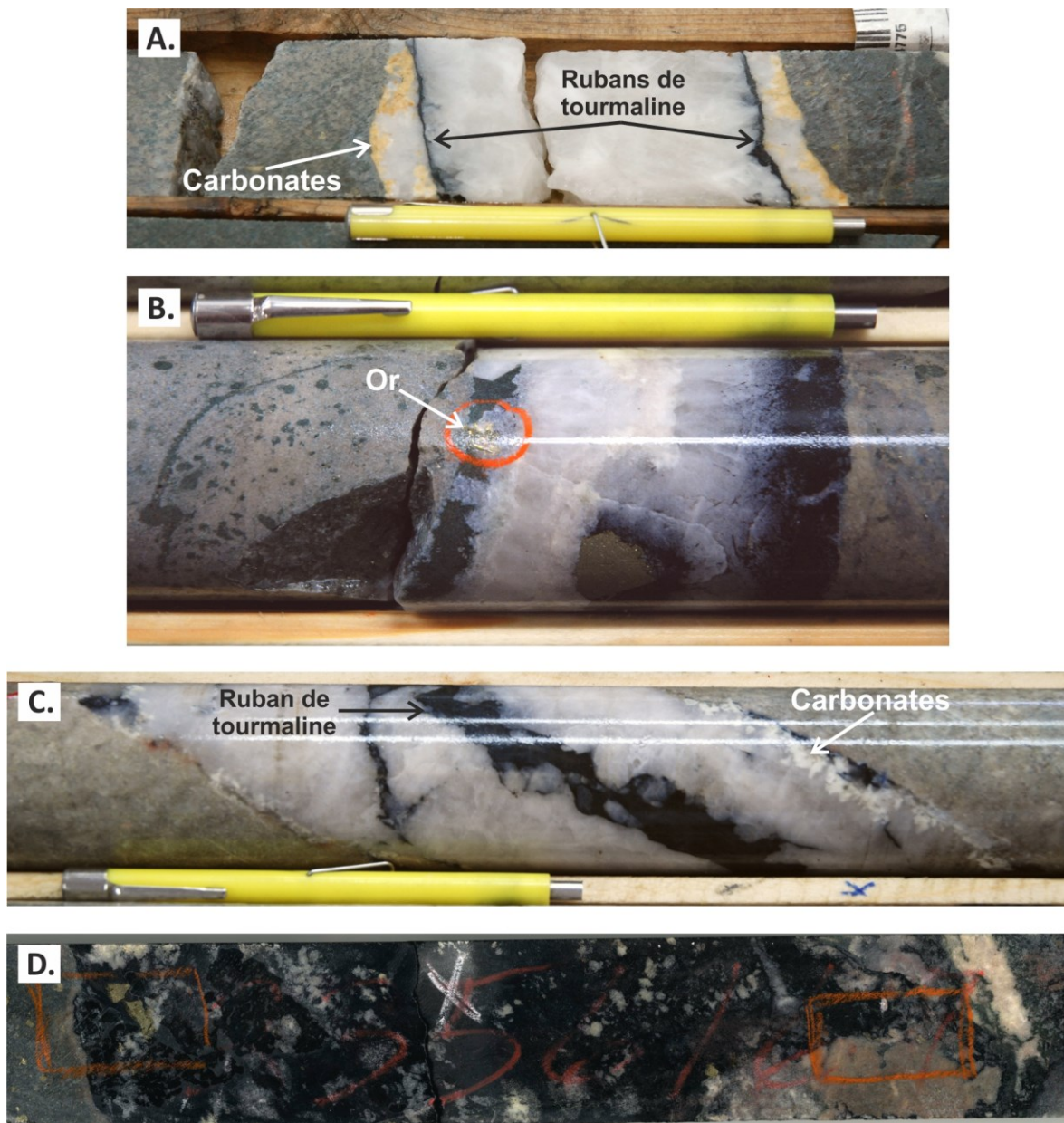


Figure 5. 7 : Textures des veines subhorizontales dans les gisements Triangle et Cheminée No. 4. (A) Forage P4-12-06, 562 m. (B) Forage TM-16-180AM01, 642 m. (C) Forage TM-16-180AM01, 435 m. (D) Forage P4-15-024, 476,5 m.

CHAPITRE 6

CARACTÉRISATION ET DISTRIBUTION DES ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES

6.1 Introduction

La circulation des fluides hydrothermaux dans une roche provoque des changements chimiques qui s'expriment par des transformations dans l'assemblage minéralogique présent. Ces changements témoignent d'une tendance vers l'équilibre entre la roche et les nouvelles conditions induites par le fluide hydrothermal.

L'étude de l'altération hydrothermale peut donc permettre de préciser la composition des fluides hydrothermaux aurifères ainsi que l'influence de la composition des roches hôtes sur les échanges chimiques et les changements minéralogiques. Une telle étude permet également de définir l'empreinte hydrothermale du système aurifère et ainsi de pouvoir proposer des vecteurs hydrothermaux vers les zones minéralisées dans l'optique de suggérer des guides pour l'exploration et l'exploitation.

Dans ce chapitre, l'étude de l'altération sera traitée individuellement pour les gisements Triangle et Cheminée No. 4, étant donné que les résultats de cette étude suggèrent une altération en partie différente. Au gisement Triangle, la minéralisation aurifère est mise en place dans l'intrusion et les roches volcanoclastiques encaissantes. Pour cette raison, les bordures d'altération hydrothermale seront étudiées dans le tuf encaissant et la diorite leucocrate qui forme la partie centrale et dominante de l'intrusion. À la Cheminée No. 4, la minéralisation est confinée au gabbro, l'étude des altérations portera donc uniquement sur cette roche hôte.

Dans un premier temps, le traitement de l'altération repose sur une étude pétrographique détaillée des assemblages et des transformations minéralogiques à l'intérieur des zones d'altérations hydrothermales (section 6.2) dans les gisements Triangle et Cheminée No. 4. Après quoi, la section 6.3 est consacrée à l'évaluation quantitative des échanges chimiques qui se

produisent dans les épontes des veines suivant le passage des fluides hydrothermaux responsables de la formation des veines aurifères.

Cette étude a permis de caractériser la zone d'altération distale, qui peut être visuellement subtile à l'œil nu, mais qui s'identifie aisément au microscope, et la zone d'altération proximale, qui consiste en une zone de changement de couleur visible située dans l'éponte immédiate des veines aurifères. Les altérations hydrothermales en bordure des veines subhorizontales et des veines à pendage modéré sont similaires, pour cette raison elles seront traitées simultanément afin d'éviter des répétitions. Par ailleurs, cette étude démontre que les variations subies par la roche encaissante lors du passage des fluides hydrothermaux sont principalement transversales (perpendiculaires aux structures minéralisées ou aux veines). Aucune zonalité verticale (minéralogique ou chimique) n'a été reconnue à l'intérieur d'une même unité lithologique.

6.2 Minéralogie des assemblages d'altérations hydrothermales

6.2.1 Gisement Triangle

6.2.1.1 Généralités

L'étude minéralogique des assemblages d'altération développés sur le gisement Triangle se base sur l'étude de 36 lames minces polies et la description de carottes de forage. Une synthèse des caractéristiques pétrographiques des zones d'altérations hydrothermales distale et proximale est disponible à l'annexe F.

L'altération distale est présente dans les épontes de toutes les veines aurifères observées. Il s'agit typiquement d'une zone d'étendue métrique (1 – 5 m) qui enveloppe systématiquement l'altération proximale. Ainsi, la zone d'altération distale marque toujours la séparation entre le faciès d'altération proximale (si présent) et la roche non-altérée. La transition entre la roche non-altérée et l'altération distale est progressive, et la limite externe de l'altération distale est diffuse. Toutefois, la

présence d'une altération proximale adjacente semble influencer positivement l'étendue (ou l'épaisseur) de l'altération distale qui est développée.

L'altération proximale est typiquement distribuée de manière hétérogène dans les épontes des veines aurifères. Cette zone d'altération tend habituellement à être plus développée dans l'une ou l'autre des épontes et montre rarement une distribution symétrique. La transition entre les zones d'altérations distale et proximale est habituellement très nette et abrupte. Toutefois, il ne s'agit pas toujours d'une transition rectiligne (figure 6.1a). Il est également bon de noter que l'altération proximale semble généralement plus épaisse dans l'intrusion que dans les roches volcaniques encaissantes, et que son épaisseur (principalement entre < 1 cm à ± 50 cm, voire localement > 1 m) est variable le long d'une même veine (figure 6.1b). D'ailleurs, bien que l'épaisseur des veines tende à influencer positivement l'épaisseur de la zone d'altération proximale qui est formée, il n'existe pas, en apparence, de corrélation directe entre l'épaisseur d'une veine et celle de la zone d'altération développée. D'autre part, peu importe la composition du protolithe, la présence d'une zone d'altération proximale dans les épontes des veines aurifères représente une observation d'intérêt. Cette zone, qui est développée dans les bordures immédiates de certaines veines, est généralement aurifère et indique habituellement la présence de teneurs en or substantielles.

La déformation ductile – fragile à l'intérieur des zones de cisaillement qui contiennent les veines à pendage modéré tend à oblitérer les textures primaires des roches intrusives et volcaniques (phénocristaux, pseudomorphes et fragments). Dans les zones de cisaillement, la déformation se manifeste par le développement d'une schistosité (figure 6.1c). Cette déformation produit une réorientation des minéraux, une diminution générale de leur granulométrie (recristallisation dynamique) et une fracturation prononcée des phénocristaux (figure 6.1d). Il est donc plus facile de reconnaître les transformations minéralogiques en bordure des veines subhorizontales, où la déformation ductile est communément absente (figure 6.1e).

6.2.1.2 Altération distale

Le tuf de Triangle (encaissant) et l'intrusion possèdent des compositions chimiques distinctes. Néanmoins, les transformations minéralogiques qui caractérisent l'altération distale sont similaires.

À l'intérieur de ces deux unités, l'effet principal qui marque l'altération distale est la déstabilisation progressive de l'épidote métamorphique contenue dans la roche non-altérée (figure 6.2a). Toutefois, dans le tuf comme dans l'intrusion, l'épidote est typiquement complètement disparue à la transition avec l'altération proximale, ou sur une courte distance (≤ 3 cm) en bordure des veines aurifères. Dans les plagioclases, les inclusions d'épidote associées à la saussuritisation sont progressivement remplacées par de fines inclusions de mica blanc (figure 6.2b) qui s'accompagnent de carbonate et de chlorite (moins abondants). Dans la matrice de ces roches, la calcite remplace graduellement l'épidote, on y reconnaît aussi la présence d'amas irréguliers et plus grossiers de carbonate. Bien que les micas blancs introduits à l'intérieur de la zone d'altération distale se retrouvent principalement dans les plagioclases, on observe aussi de fines paillettes distribuées dans la matrice. À l'intérieur de la zone d'altération distale, les micas blancs ont une composition chimique très homogène, les analyses à la microsonde électronique (annexe D) indiquent qu'il s'agit de phengite.

Dans certaines portions du gisement, on note la présence de biotite dans les faciès non-altérés de l'intrusion. Cette biotite est alors rétrogradée en chlorite et accompagnée de quantités variables de carbonate lors du développement de l'altération distale. Dans le tuf, on observe que les amphiboles et la biotite sont elles aussi progressivement complètement rétrogradées (figure 6.2c) pour former un assemblage de chlorite – carbonate avec des quantités mineures d'épidote. Toujours dans le tuf, l'épidote, la biotite et l'amphibole, qui composent en partie les fragments monolithiques complétés par des minéraux quartzo-feldspathiques, sont typiquement graduellement remplacés par de la chlorite et des carbonates (figure 6.2d). L'altération distale forme une zone de transition vers les épontes directes des veines aurifères. Pour cette raison, dans la majorité des

bordures d'altération distale développées dans le tuf, l'épidote n'a pas été complètement remplacée à l'intérieur des fragments et aussi dans la matrice, et représente en moyenne 10 % de l'assemblage minéralogique présent.

Dans les épontes des veines à pendage modéré, la présence des zones de cisaillement ductiles-fragiles produit un alignement préférentiel des carbonates, de la chlorite et des micas blancs qui ont été introduits dans la zone d'altération distale. Ces minéraux forment alors des bandes anastomosées plus ou moins régulières en alternance avec des bandes plus riches en quartz et plagioclase (figure 6.2e). On note également une fracturation des phénocristaux (figure 6.2e) et une recristallisation partielle de la matrice microcristalline.

De manière générale, les oxydes de titane présents (sphène et ilménite) sont partiellement altérés en un assemblage de leucoxène-anatase. Par ailleurs, la pyrite est communément peu abondante (en trace) voire absente dans la zone d'altération distale. On retrouve néanmoins jusqu'à 3 % de petits grains millimétriques de pyrite disséminée. Cette pyrite est généralement cubique ou en petits agrégats et tend à être davantage abondante vers les veines ou à l'interface avec l'altération proximale. Bien que cela soit très peu commun, certains grains de pyrite contiennent des inclusions submillimétriques de chalcopryrite ou encore de minuscules inclusions d'encaissant. En règle générale, la zone d'altération distale ne contient pas de concentrations d'or économique. Aucun grain d'or ou de tellure n'a été observé dans cette zone d'altération.

Pour résumer, la zone d'altération distale développée dans le gisement Triangle se manifeste par la déstabilisation progressive de l'épidote métamorphique. L'épidote est alors essentiellement remplacée par des carbonates, sauf dans les plagioclases, où l'on note la prédominance de fines paillettes de mica blanc. La pyrite est typiquement peu abondante dans la zone d'altération distale.

6.2.1.3 Altération proximale

L'altération visible semble habituellement développée sur une plus grande épaisseur dans les roches en bordures des veines à pendage modéré retrouvées dans les zones de cisaillement fragile-ductile. Il est d'ailleurs commun d'observer que les fragments d'épentes incorporés dans les veines à pendage modéré présentent cette altération et sont foliés (figure 5.4b). Cette zone d'altération se traduit par une coloration beige (intensité variable) de la roche dans l'épente de la veine.

La déstabilisation abrupte de la chlorite sur une courte distance (< 5 mm) est un trait caractéristique de l'altération proximale (figure 6.3a). La chlorite est remplacée par un assemblage de mica blanc qui s'accompagne de carbonates et de traces de leucoxène-anatase.

La carbonatation est intense et peut atteindre jusqu'à 30 % de l'assemblage minéralogique de cette zone. La proportion de carbonates dans les zones d'altération visible est un peu plus abondante dans le tuf encaissant que dans la diorite leucocrate (< 20 %). Les carbonates se présentent principalement en amas grossiers dans la matrice bien que des veinules (< 2 mm) irrégulières soient par endroit présentes. D'après les analyses à la microsonde électronique, il s'agit de calcite et d'ankérite (annexe D). La calcite est le carbonate prédominant et il n'existe pas de zonation chimique évidente dans la distribution des carbonates. On retrouve la calcite dans l'altération distale, proximale et dans les veines, tout comme les carbonates de fer (annexe D et figure 5.1d).

Les micas blancs ont été introduits dans la zone d'altération proximale en remplacement de la chlorite (voir ci-haut) mais aussi en inclusions de taille variable à l'intérieur des plagioclases (figure 6.3b). Dans certaines bordures d'altération proximale, les micas blancs et les carbonates ont complètement remplacé le plagioclase, le transformant en pseudomorphe. Comme pour la zone d'altération distale, la composition chimique des micas blancs à l'intérieur de la zone d'altération est

très homogène. Les analyses à la microsonde électronique (annexe D) indiquent qu'il s'agit aussi de phengite.

Dans quelques rares échantillons de la zone d'altération proximale développée dans la diorite leucocrate, on note la présence d'une sous-zone d'aspect plus blanchâtre (figure 6.3c). Lorsque présente, cette sous-zone se retrouve en contact direct avec la veine. La présence d'une telle sous-zone est similaire à la zonation de l'altération visible décrite par Robert et Brown (1986b). L'altération dominante dans cette sous-zone est une carbonatation. Les inclusions de mica blanc à l'intérieur des phénocristaux de plagioclase sont moins abondantes, et l'abondance de mica blanc dans la matrice est plus faible que ce qui est habituellement observé dans la zone d'altération proximale. La limite entre cette sous-zone et l'altération proximale semble être progressive. Toutefois, nous ne disposons que de très peu d'échantillons de ce phénomène qui est peu commun et ne pouvons le détailler davantage.

Dans la zone d'altération visible, la matrice du tuf et de la diorite leucocrate a subi une recristallisation qui se manifeste par une légère augmentation de la taille des grains et tend à produire une texture presque polygonale des minéraux quartzo-feldspathiques (figure 6.3b). Dans la diorite leucocrate, on note également des évidences de dislocation (macles de déformation) et de recristallisation (formation de sous-grains) qui affectent les microphénocristaux de quartz (figure 6.3b).

Bien que peu abondant, on retrouve communément de la tourmaline et par endroit des micas verts (figures 6.3d et e) dans la zone d'altération proximale. La tourmaline est observée dans la matrice des roches volcaniques (où elle est plus abondante) et intrusives, et se présente généralement en cristaux alignés subparallèlement à S_p . Les micas verts n'ont été observés qu'à partir de carottes de forage. Ils se présentent typiquement en trace, sous la forme de petits feuilletés.

La présence de pyrite est une caractéristique importante de l'altération proximale. On note une proportion de pyrite beaucoup plus forte dans cette zone que dans l'altération distale (figure 6.1a). La pyrite hydrothermale est de forme cubique, habituellement ≤ 3 cm, et se présente parfois sous la forme d'agrégats cataclasés. Généralement, la pyrite tend à être légèrement plus abondante dans le tuf, où elle peut représenter jusqu'à 7 % du volume de la zone d'altération comparativement à l'intrusion où son abondance dépasse rarement 5 %. L'abondance de pyrite diminue rapidement en s'éloignant des veines, même si l'altération proximale est encore visible. La plus grande partie de l'or observée dans la zone d'altération proximale montre une forte association spatiale avec la pyrite. L'or s'accompagne communément de tellurures et se présente à la surface des cubes de pyrite ou en remplissage de micro-fractures de la pyrite avec des traces de chalcopryte (figure 6.3f). On retrouve également de fines inclusions d'or \pm tellurures dans les cubes de pyrite. De plus, les cubes et les agrégats de pyrite hydrothermale contiennent de nombreuses inclusions d'éponte altérée et plus rarement des inclusions de tourmaline. Dans la zone d'altération visible développée autour des veines à pendage modéré, on observe communément des ombres de pression en bordure des grains de pyrite. Localement, on y retrouve une petite quantité de chlorite (figure 6.3g) qui apparaît stable avec les micas blancs et les carbonates en place. Cette chlorite est vraisemblablement d'origine hydrothermale. Robert (1983) rapporte un phénomène similaire à la mine Sigma et mentionne qu'il s'agit de thuringite, plus ferrifère que la chlorite d'origine métamorphique présente dans les roches non-altérées.

Les oxydes de titane (sphène et ilménite), contenus en trace dans les roches volcaniques et intrusives non-altérées sont complètement transformés en un assemblage de leucoxène-anatase. Néanmoins, on n'observe pas de changement significatif dans l'abondance globale d'oxydes entre la roche non-altérée et l'altération proximale.

Pour résumer, l'altération proximale dans les volcanites et l'intrusion est caractérisée par la déstabilisation complète de la chlorite métamorphique. La perte de la chlorite coïncide avec l'introduction de mica blanc (phengite), de carbonates (calcite \pm ankérite), de pyrite ainsi que de

petites quantités de tourmaline, d'or et de tellurures. Ces changements se manifestent visuellement par une forte coloration beige de la roche.

6.2.2 *Gisement Cheminée No. 4*

6.2.2.1 Généralités

L'étude minéralogique des assemblages d'altération développés dans le gisement de la Cheminée No. 4 se base sur l'étude de 27 lames minces polies et la description de carottes de forage. Une synthèse des caractéristiques pétrographiques des zones d'altération hydrothermales distale et proximale est disponible à l'annexe F.

La composition chimique de l'intrusion hôte de la minéralisation à la Cheminée No. 4 est très différente de la composition de l'intrusion multiphasée calco-alcaline de Triangle. Les sous-sections suivantes indiquent quelles en sont les implications sur les transformations minéralogiques et les échanges chimiques subis par la roche lors de son interaction avec les fluides hydrothermaux.

Plusieurs similitudes sont notées dans la distribution des altérations hydrothermales développées en bordure des veines aurifères sur la Cheminée No. 4 et Triangle. D'abord, l'altération distale est toujours développée des deux côtés de toutes les veines aurifères observées et forme une enveloppe autour de l'altération proximale. Toutefois, à la Cheminée No. 4, la zone d'altération distale est typiquement développée sur une étendue plurimétrique (communément ≥ 10 m) (figure 6.4a). Ce phénomène est interprété comme une conséquence de la distribution spatiale des veines aurifères subhorizontales. En effet, les veines et veinules subhorizontales, prédominantes à la Cheminée No. 4, forment habituellement des zones (amas) où la densité de veines devient un facteur économique d'importance. Cette distribution hétérogène des veines subhorizontales, et possiblement une plus forte réactivité de la roche encaissante aux fluides hydrothermaux, cause une superposition des enveloppes individuelles d'altération distale.

Également, l'altération visible forme des enveloppes qui se juxtaposent à l'altération distale et aux épontes des veines. Elle n'est pas toujours présente et montre habituellement une distribution asymétrique et hétérogène dans les épontes immédiates des veines aurifères. La zone d'altération proximale se manifeste généralement sur un intervalle de < 1 à 20 cm de puissance. Cet intervalle prend systématiquement une coloration rougeâtre (figure 6.4b). Localement, une zonalité interne qui s'exprime par une sous-zone de couleur grisâtre accolée aux veines aurifères est reconnue. Dans la majorité des profils d'altération investigués, seule la zone rougeâtre ou la sous-zone grisâtre est présente. La sous-zone d'altération grisâtre est mal développée dans le gisement et ne s'observe que très localement. Elle est toutefois plus développée dans les zones de cisaillement à pendage modéré où l'empreinte de la déformation ductile est forte (figure 4.8a) bien qu'elle soit localement reconnue aux bordures des veines subhorizontales. Lorsque présente, il est commun d'observer que cette sous-zone d'altération proximale est formée sur la majorité de la zone de cisaillement (≤ 2 m). La transition entre la zone d'altération proximale rougeâtre et la sous-zone grisâtre est habituellement très nette. Cette observation s'applique également pour la transition entre la zone d'altération proximale et la zone d'altération distale qui est habituellement rectiligne en carottes de forage.

Tout comme il fut documenté au gisement Triangle, une tendance positive entre l'épaisseur des veines et l'étendue des zones d'altération (proximale et distale) développées est reconnue (sans corrélation directe). Par ailleurs, la zone d'altération proximale est aussi communément aurifère à la Cheminée No. 4.

6.2.2.2 Altération distale

La perte progressive de l'épidote contenue dans la roche considérée comme le protolithe est un effet important de l'altération distale à la Cheminée No. 4 (figure 6.4a). Dans la plupart des échantillons étudiés, le remplacement de l'épidote est complet à une courte distance (quelques centimètres) de l'interface avec la zone d'altération proximale ou des veines aurifères (si l'altération proximale est absente). Dans la matrice quartzo-feldspathique interstitielle ou dans les

pseudomorphes d'amphibole, l'épidote est progressivement remplacée par des carbonates et des quantités mineures de chlorite. Les carbonates ainsi introduits forment communément des amas irréguliers et de taille variable ($\leq 0,3$ mm) qui se distribuent de manière pervasive dans la matrice. Dans les reliques de plagioclase primaire, les inclusions d'épidote associées au métamorphisme régional sont progressivement remplacées par de fines inclusions de mica blanc, de chlorite et de petites quantités de carbonates (figure 6.5a). Les micas blancs introduits lors de l'altération distale se retrouvent principalement en fines inclusions dans le plagioclase. Néanmoins, on retrouve communément de fines paillettes de mica blanc dans la matrice de la roche. Les analyses à la microsonde électronique indiquent que les micas blancs introduits dans la zone d'altération distale sont des phengites (annexe D), de même composition que ceux présents dans les bordures d'altération développées dans le gisement Triangle.

La recristallisation des reliques de plagioclase primaire et l'introduction de plagioclase secondaire sont des transformations caractéristiques de la zone d'altération distale dans la Cheminée No. 4. Dans tous les échantillons de cette zone, les reliques de cristaux primaires de plagioclase (albite métamorphique) montrent progressivement des évidences de dislocation (macles de déformation), de recristallisation (formation de sous-grains) et des bordures irrégulières autour desquelles on reconnaît la présence de néoblastes. En s'approchant de la zone d'altération proximale ou des veines de quartz aurifère, on note une augmentation progressive et systématique de l'abondance de cristaux néoblastiques de plagioclase (origine secondaire) xénomorphes (figures 6.5b et c). Les plagioclases ainsi formés possèdent des bordures très irrégulières, et montrent une abondance plus faible d'inclusions de mica blanc ainsi que de carbonates que les reliques de cristaux primaires. Ces plagioclases d'origine secondaire possèdent une petite taille ≤ 1 mm et forment une altération pervasive (figure 6.5c). La recristallisation des plagioclases grenus (d'origine primaire) ainsi que l'introduction de petits plagioclases (d'origine secondaire) cause une perte partielle à totale de la texture interstitielle originale.

La magnétite contenue dans les grains de titanomagnétite qui composent la roche non-altérée est partiellement détruite (figure 6.5b). Les exsolutions d'ilménite qu'elle contenait sont graduellement converties en un assemblage de leucoxène – anatase, par endroit accompagné de quantités mineures d'hématite. En contrepartie, ces changements concordent avec l'introduction de faible quantité (trace à 1 %) de pyrite. La pyrite hydrothermale, de petite dimension ($\leq 0,5$ mm) et peu abondante, est cubique et forme localement de petits agrégats.

Puisque les zones de cisaillement ductile-fragile sont typiquement discrètes, l'empreinte de la déformation dans les épontes des veines à pendage modéré est variable. Lorsque la déformation devient plus marquée, l'alignement préférentiel des carbonates, de la chlorite et des micas blancs tend à produire des bandes anastomosées (figure 6.5d) plus ou moins régulières. On note aussi une faible fracturation et une réorientation partielle des plagioclases (figure 6.5d).

Pour résumer, la transition entre la roche non-altérée et la roche altérée est marquée par une perte de l'épidote métamorphique qui s'accompagne de l'introduction de quantités variables de carbonate, chlorite et de mica blanc. Deux types d'albite sont distingués : 1) les reliques de cristaux primaires (albite métamorphiques) recristallisés, et 2) les néoblastes d'albite xénomorphes. Les titanomagnétites primaires sont partiellement déstabilisées et la pyrite est présente en trace. La zone d'altération distale n'est typiquement pas aurifère, aucun grain d'or ni tellurure ne fut observé.

6.2.2.3 Altération proximale

La déstabilisation de la chlorite est l'une des transformations minéralogiques qui caractérise la transition vers la zone d'altération proximale. La chlorite contenue dans la zone d'altération distale est progressivement remplacée par un assemblage de carbonate et de mica blanc (figure 6.6a). Cette transformation s'effectue sur un intervalle généralement < 5 mm et est habituellement nette.

Dans la plupart des bordures d'altération proximale, on note cependant la présence de 2 – 7 % de chlorite. Cette chlorite est différente de celle qui est contenue dans la zone d'altération distale et qui est déstabilisée, elle montre une biréfringence bleue. Comme nous l'avons observé dans la zone d'altération proximale sur le gisement Triangle, cette chlorite semble être stable avec le mica blanc et le carbonate en place. Elle est présente entre autres dans les ombres de pression de grains de pyrite (figure 6.6b).

La zone d'altération proximale est marquée par une carbonatation. Les carbonates introduits se présentent en amas diffus et irrégulier et plus localement en veinules irrégulières d'épaisseur millimétriques (< 2 mm). Bien que certaines évidences supportent la présence de carbonate de fer (figure 5.1d), la calcite est dominante. La proportion de carbonate dans la zone d'altération proximale peut atteindre jusqu'à 30 %.

Les phénomènes de recristallisation, qui affectent les reliques de plagioclase primaire et l'introduction de néoblastes de plagioclase secondaire, s'intensifient dans la zone d'altération proximale. En effet, on note une forte altération pervasive en plagioclase (albite) et la matrice quartzo-feldspathique n'est plus distinguable (figure 6.6c). Les reliques de plagioclase primaire présentent systématiquement des bordures très irrégulières et des évidences de dislocation (macles de déformation) et recristallisation prononcée. La recristallisation de ces reliques s'exprime par une diminution de leur taille. Typiquement, la taille de tous les plagioclases présents dans la zone d'altération proximale est $\leq 0,5$ mm. Il est à noter que l'abondance de plagioclase secondaire tend à diminuer progressivement en s'éloignant des veines aurifères. Les plagioclases secondaires sont communément fortement altérés. Cette altération hydrothermale est marquée par de fines inclusions de mica blanc qui s'accompagnent de petites quantités de carbonates et de trace d'hématite. L'abondance de mica blanc en altération des plagioclases est variable, mais peut aller jusqu'à un remplacement quasi-total (figure 6.6d).

L'introduction de quantité mineure (trace) de fines inclusions d'hématite ($\leq 1 \mu\text{m}$) dans les micropores des plagioclases est une caractéristique spécifique à la zone d'altération proximale, et est notée dans tous les échantillons provenant de ce faciès. Les inclusions d'hématite sont distribuées pervasivement à l'intérieur des plagioclases. Elles forment un «*dusting*» (figure 6.6e) à l'intérieur de ces minéraux et induisent la coloration rougeâtre de la roche. Par ailleurs, l'introduction de l'hématite dans les plagioclases concorde avec la déstabilisation abrupte de la chlorite contenue dans la zone d'altération distale et marque la transition entre les zones d'altérations distale et proximale.

Dans la plupart des échantillons étudiés, on constate également l'apparition de tourmaline. La tourmaline est habituellement peu abondante, et se présente généralement en grains trapus.

Dans la zone d'altération proximale, le remplacement des titanomagnétites en un assemblage de leucoxène – anatase est totale. La magnétite est complètement détruite (figure 6.6f), alors que les exsolutions d'ilménites ont été entièrement remplacées par du leucoxène et de l'anatase. La déstabilisation de la magnétite fait en sorte que le gabbro perd sa susceptibilité magnétique. Cette transformation complète des titanomagnétites coïncide avec l'introduction significative de pyrite hydrothermale, qui caractérise cette zone d'altération. La pyrite hydrothermale forme des cubes ou des agrégats grossiers de 0,5 – 4 cm et est la principale phase métallique présente. La pyrite s'associe communément avec le leucoxène et l'anatase et peut représenter jusqu'à 12 % de l'assemblage de la zone d'altération. Il est commun d'observer des contacts entre la pyrite et ces oxydes ou de les retrouver en inclusions dans la pyrite (figure 6.6g). Par ailleurs, les cubes de pyrite contiennent aussi de nombreuses inclusions d'épontes altérées. Ces inclusions d'épontes présentent la même minéralogie que celle présente dans la zone d'altération.

Dans la plupart des zones d'altération proximales étudiées, de faibles quantités d'or et de tellurures (annexe D) ont été observées. L'or et les tellurures se présentent de la même manière que sur le gisement Triangle, soit principalement à la surface de grains de pyrite, en remplissage de

micro-fractures de pyrite cataclasée ou encore en fines inclusions dans ces mêmes grains de pyrite. Comme sur le gisement Triangle, il existe donc une forte association spatiale entre l'or, les tellurures et la pyrite (figure 6.6h) à la Cheminée No. 4.

La transition vers la sous-zone d'altération proximale grisâtre est abrupte et est principalement soulignée par deux distinctions dans l'assemblage minéralogique. De manière générale, à l'intérieur de la sous-zone grisâtre, les plagioclases sont complètement pseudomorphosés par les micas blancs, les carbonates et des quantités généralement faibles de chlorite. Il s'agit de la même chlorite à biréfringence bleue que celle observée dans la zone d'altération proximale rougeâtre. Comme au gisement Triangle, les micas blancs introduits dans cette sous-zone sont aussi des phengites (annexe D). Typiquement, on observe ≤ 3 % de plagioclase, ceux-ci possèdent les mêmes caractéristiques que ceux décrits dans la zone rougeâtre et sont en voie d'être totalement remplacés par le mica blanc, le carbonate et la chlorite (figure 6.6i). La seconde différence concerne l'abondance d'hématite. Dans la sous-zone grisâtre, l'hématite est pratiquement absente. Cet oxyde ne s'observe que très localement et est beaucoup moins répandu que dans la zone d'altération proximale rougeâtre.

Pour résumer, la transition vers la zone d'altération rougeâtre est marquée par la déstabilisation abrupte et totale de la chlorite et des titanomagnétites. Ces pertes s'accompagnent de l'introduction de mica blanc, de carbonate, de pyrite, d'or et de tellurure. La recristallisation des reliques de plagioclase primaire et l'introduction de plagioclase secondaire sont très prononcées et produisent une texture de remplacement pervasif uniforme. Habituellement, tous les plagioclases sont altérés à divers degrés et contiennent des inclusions d'hématite. Il apparaît qu'une grande proportion des veines aurifères soit bordée par l'altération rougeâtre, beaucoup plus commune que la sous-zone grisâtre.

6.3 Bilan de masse et comportement des éléments majeurs

Cette partie vise à caractériser et quantifier les effets de l'altération hydrothermale sur les unités hôtes de la minéralisation aux gisements Triangle et Cheminée No. 4. Pour ce faire, les gains et les pertes réels concernant les éléments majeurs ont été définis à partir du calcul des bilans de masse absolus (MacLean et Kranidiotis, 1987; MacLean et Barrett, 1993). Les résultats obtenus (gains et pertes) sont exprimés en g/100g de roche et sont calculés d'après la composition du précurseur. Deux raisons justifient le choix d'exprimer les résultats de cette manière: 1) pour atténuer les effets non représentatifs causés par des changements de masse sur les éléments en faible abondance relative (< 1% [% poids]) dans le protolithe, et 2) pour simplifier la comparaison et l'identification des gains et pertes les plus significatifs (en ramenant tous les changements de masses sur une base commune de 100g de roche). Par ailleurs, puisque la carbonatation et l'introduction de sulfures sont des transformations caractéristiques pour les gisements aurifères orogéniques (p.ex., Kerrich et Cassidy, 1994; Groves et al., 2003; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007), les bilans de masse absolus ont également été calculés sur le CO₂ (% poids) et le S (% poids). Les résultats du calcul des bilans de masse sont présentés à l'annexe G alors que la lithogéochimie de ces mêmes échantillons est plutôt présentée à l'annexe C.

6.3.1 *Gisement Triangle*

Malgré la nature fragmentaire du tuf qui encaisse la Cheminée Triangle, la lithogéochimie montre qu'il s'agit d'une unité relativement homogène (section 2.2.2). Ainsi, la méthode du calcul des bilans de masse à un seul précurseur a été appliquée. La composition du précurseur a été déterminée par une moyenne des 18 échantillons de tuf (choisis dans l'environnement immédiat de l'intrusion) utilisés précédemment pour définir la signature géochimique du protolithe de cette roche.

Dans le cas de la Cheminée Triangle, l'homogénéité de la lithologie étudiée (la diorite leucocrate) a également favorisé l'utilisation de la méthode à un seul précurseur (section 2.4.1.2). La composition chimique de ce précurseur a été déterminée à partir de la moyenne des 25

échantillons considérés «non-altérés» qui ont été utilisés pour déterminer la signature géochimique du protolithe.

Les éléments immobiles de référence pour les calculs de bilan de masse absolus ont été déterminés pour ces deux roches à l'aide de diagrammes bivariants. Les éléments immobiles retenus sont Zr, Y, Al_2O_3 et TiO_2 , les coefficients de corrélation linéaire (r^2) entre ces éléments sont $\geq 0,98$ (figure 6.7).

6.3.1.1 Tuf de Triangle

L'abondance relative (% poids) des différents éléments majeurs (oxydes) et critiques mesurés est présentée (figure 6.8) sous forme de diagrammes en boîtes à moustaches. La figure 6.9 permet de visualiser graphiquement les gains et les pertes générés par le calcul des bilans de masse exprimés en terme absolu (g/100g de roche). Dans le tuf de Triangle, les zones d'altérations distales et proximales sont représentées par 13 et 11 échantillons respectivement. Sauf avis contraire, le paramètre statistique utilisé pour quantifier les transferts de masse est la médiane. Celle-ci est considérée comme plus représentative de la distribution que la moyenne pour des populations faibles.

Zone d'altération distale

Le passage de la roche non-altérée à la zone d'altération distale est marqué par :

- des gains en CO_2 (+3,25g),
- des pertes en Fe_2O_3 (-0,89g), et
- des changements non-significatifs en MgO (+0,39g), en SiO_2 (+0,78g), en K_2O (-0,31g), en S (-0,21g), en Na_2O (-0,14g) et en CaO (-0,03g).

Ces transferts de masse sont présentés aux figures 6.8 et 6.9.

Néanmoins, on note une grande variabilité entre la moyenne (-0,18g) et la médiane (-0,89g) des pertes en Fe_2O_3 (figure 6.9). Par ailleurs, bien que la médiane des résultats du calcul des bilans

de masse montre une baisse en K_2O (-0,30g), la dispersion des données suggère une faible tendance générale à la hausse (figures 6.8 et 6.9).

Zone d'altération proximale

La transition vers la zone d'altération proximale est essentiellement soulignée par :

- des gains en CO_2 (+11,24g), en S (+3,73g) et en K_2O (+2,94g),
- des pertes en SiO_2 (-9,01g), en Fe_2O_3 (-0,87g) et en Na_2O (0,77g), et
- des changements non-significatifs en CaO (+0,14g) et MgO (-0,35g).

Ces changements de masse sont présentés aux figures 6.8 et 6.9.

On note cependant que 40% des pertes en MgO se situent entre -0,76g et -2,87g (figure 6.9).

6.3.1.2 Diorite leucocrate

L'abondance relative (% poids) des différents éléments majeurs (oxydes) mesurés est présentée (figure 6.10) sous forme de diagrammes en boîtes à moustaches. La figure 6.11 permet de visualiser graphiquement les gains et les pertes générés par les calculs des bilans de masse. Dans l'intrusion, les zones d'altérations hydrothermales distales et proximales sont respectivement représentées par 16 et 19 échantillons. Sauf avis contraire, le paramètre statistique utilisé pour quantifier les transferts de masse est la médiane.

Zone d'altération distale

Les figures 6.10 et 6.11 permettent d'observer que le changement dominant associé au passage de la roche «non-altérée» vers la zone d'altération distale est l'augmentation du CO_2 (+1,5g).

Le calcul des bilans de masse (figure 6.11) indique :

- des apports en CaO (+0,16g), en K_2O (+0,28g) et en S (+0,03g), et
- des pertes en Fe_2O_3 (-0,11g), en MgO (-0,12g) et en Na_2O (-0,07g).

Ces tendances sont toutefois négligeables.

Par ailleurs, considérant l'abondance relative en SiO_2 (% poids) dans le protolithe (66,5%), le gain de 2,93g suggéré par les bilans de masse (figure 6.11) n'est pas significatif.

Zone d'altération proximale

La transition de la zone d'altération distale vers la zone d'altération proximale est principalement marquée par :

- des gains en CO_2 (+3,25g) et en K_2O (+0,99g),
- des pertes en Na_2O (-0,61g), et
- des changements non-significatifs en CaO (+0,24g), en MgO (-0,23g) et en Fe_2O_3 (-0,1g).

Ces changements de masse sont présentés aux figures 6.10 et 6.11.

On note une augmentation faible, mais significative en S (+0,43g) (figure 6.11). L'apport faible en S reflète la sélection des échantillons à l'intérieur de la zone d'altération visible, mais à l'extérieur de la zone de sulfurisation dans l'éponte directe des veines (section 6.2.1.3). Pour la même raison que mentionnée dans la zone d'altération distale, les pertes en SiO_2 (-1,90g) (figure 6.11) sont considérées accessoires.

6.3.2 Gisement Cheminée No. 4

En ce qui concerne la Cheminée No. 4, l'homogénéité du gabbro hôte de la minéralisation a aussi favorisé l'utilisation de la méthode à un seul précurseur. La composition chimique du précurseur a donc été déterminée à partir d'une moyenne des 15 échantillons considérés «non-altérée» utilisés précédemment pour caractériser la signature géochimique du protolithe à la section 2.5.2.2. À la Cheminée No. 4, les éléments immobiles de références retenus pour les calculs de bilan de masse sont Zr et Y. Ces éléments ont été vérifiés à l'aide de diagrammes bivariants (figure 6.7) et montrent un coefficient de corrélation linéaire (r^2) de 0,97.

6.3.2.1 Gabbro

L'abondance relative (% poids) des différents éléments majeurs (oxydes) mesurés est présentée (figure 6.12) sous forme de diagrammes de boîtes à moustaches. La figure 6.13 permet de visualiser graphiquement les gains et les pertes générés par le calcul des bilans de masse. À la Cheminée No. 4, les zones d'altérations hydrothermales distales et proximales sont respectivement représentées par 28 et 9 échantillons. Le paramètre statistique utilisé pour quantifier les transferts de masses est la médiane, sauf sur avis contraire.

Zone d'altération distale

La transition progressive entre la roche «non-altérée» et la zone d'altération distale est principalement souligné par :

- des gains en CO_2 (+1,86g) et en Na_2O (+0,60g), et
- des pertes en CaO (-2,21g), en Fe_2O_3 (-2,29g), et en MgO (-0,91g).

Ces changements de masse sont présentés aux figures 6.12 et 6.13.

On note des apports (en apparence non-significatif) en K_2O (+0,13g) sur le graphique de la figure 6.13. Cependant, l'absence de K_2O (0,05% [% poids]) dans le protolithe (figure 6.12) donne une signification à ce gain systématique. La distribution des résultats de bilan de masse en K_2O est asymétrique (médiane = +0,13g; moyenne = +0,22g) et suggère une tendance vers des gains en K_2O supérieurs à la médiane. Également, on note une grande variabilité (dispersion) entre la médiane (-0,91g) et la moyenne (-0,37g) des pertes en MgO (figure 6.13). Par ailleurs, les pertes en SiO_2 (-5,56g) calculées par les bilans de masse sont peu significatives en considérant le contenu initial (53,4% [% poids]) dans le protolithe.

Zone d'altération proximale «rougeâtre»

Le passage de la zone d'altération distale vers la zone d'altération proximale est essentiellement marqué par :

- des gains en S (+4,83g), en Na_2O (+2,07g), en CO_2 (+1,64g) et en K_2O (+0,62g), et

- des pertes en SiO_2 (-13,56g), en Fe_2O_3 (-3,02g) en CaO (-2,97g), et en MgO (-1,99g).

Ces transferts de masse sont présentés aux figures 6.12 et 6.13.

Ici aussi, les gains calculés en K_2O sont systématiques et possèdent une signification particulière étant donné l'absence de K_2O dans le protolithe (figures 6.12 et 6.13). On note une grande disparité entre la médiane (+1,64g) et la moyenne (+2,84g) des gains en CO_2 (figure 6.13). De plus, pour les pertes en CaO , l'écart interquartile ($Q_3 - Q_1 = 0,77$) indique une dispersion des données plus faible que dans la zone d'altération distale ($Q_3 - Q_1 = 2,00$) (figure 6.13).

6.3.3 Interprétations des résultats des calculs de bilan de masse

Le tableau 6.1 présente une synthèse, par gisement, des échanges entre les fluides hydrothermaux aurifères et les roches hôtes de la minéralisation. Les résultats obtenus par les calculs de bilan de masse dans les gisements Triangle et Cheminée No. 4 sont cohérents avec l'étude pétrographique des zones d'altération hydrothermale. On note que les changements de masse présentent communément une dispersion plus élevée dans la zone d'altération distale, qui reflète l'intensité variable de l'altération hydrothermale développée dans cette zone. L'interprétation des échanges chimiques prenant place dans les zones d'altérations distales et proximales des deux gisements est détaillée ci-dessous.

6.3.3.1 Gisement Triangle

On note que les transferts de masses qui caractérisent la zone d'altération proximale sont mieux représentés dans le tuf de Triangle que dans la diorite leucocrate, les tendances générales sont toutefois identiques. Cette particularité reflète le fait que les échantillons de diorite leucocrate provenant de la zone d'altération proximale ont été sélectionnés à une plus grande distance des veines aurifères que ceux du tuf de Triangle. En effet, il serait faux de croire que l'intensité de la zone d'altération proximale soit plus forte dans les roches volcanoclastiques que dans l'intrusion.

La zone d'altération distale se résume globalement par la déstabilisation progressive de l'épidote métamorphique et l'introduction de carbonate et de quantités variables de mica blanc. Les résultats des calculs de bilan de masse suggèrent que les transformations minéralogiques qui caractérisent la zone d'altération distale sont essentiellement liées à des processus isochimiques. En effet, nos résultats tendent à montrer que le seul apport significatif dans la roche encaissante est le CO₂ et que le Ca libéré par la perte de l'épidote est utilisé pour former de la calcite.

La transition vers la zone d'altération proximale est principalement soulignée d'un point de vue minéralogique par la déstabilisation complète de la chlorite et l'introduction de mica blanc, de carbonate et de pyrite. Les résultats des calculs de bilan de masse tendent à démontrer que les gains en CO₂, en S et en K₂O sont liés à des processus métasomatiques et ont été apportés par les fluides hydrothermaux. Les changements de masse typiquement faibles en CaO, Fe₂O₃ et MgO suggèrent qu'une fois libérés, ces ions sont principalement captés. Ils peuvent alors former des carbonates (calcite + ankérite) et de la pyrite (dans le cas du Fe₂O₃) avec le CO₂ et le S apportés par les fluides hydrothermaux respectivement. Néanmoins, les résultats suggèrent qu'une partie du Fe et du Mg libérée est lessivée de la roche. L'intensité de ce lessivage semble refléter une diminution de l'abondance de pyrite et d'ankérite en s'éloignant des veines à l'intérieur de la zone d'altération proximale. Par ailleurs, les pertes en SiO₂ notées au niveau de la zone d'altération proximale (surtout marquées dans le tuf de Triangle) indiquent possiblement un lessivage du SiO₂ dans les épontes immédiates des veines aurifères. Ce lessivage est interprété comme une conséquence de l'introduction importante de mica blanc dans les plagioclases.

6.3.3.2 Gisement Cheminée No. 4

À la Cheminée No. 4, la zone d'altération distale se manifeste aussi par la déstabilisation de l'épidote métamorphique ainsi que par l'introduction de carbonates et de quantités variables de mica blanc. Cependant, une distinction importante concerne la recristallisation des reliques de plagioclase primaire (albite métamorphique) et l'introduction de quantités variables de néoblastes xénomorphes d'albite. Les résultats des calculs de bilan de masse indiquent que le CO₂, le K₂O et

le Na_2O proviennent des fluides hydrothermaux. Les changements de masse en S sont négligeables et appuient la faible quantité de pyrite observée dans cette zone. Malgré le fait que les apports en K_2O soient faibles, les gains sont systématiques, et la roche «non-altérée» est dépourvue de K_2O , ce qui suggère fortement un apport des fluides hydrothermaux. Les pertes en CaO impliquent que le Ca libéré par la perte de l'épidote n'est pas entièrement capté par le CO_2 apporté par les fluides et est en partie lessivé. Les résultats obtenus suggèrent également qu'une partie du Fe contenue dans la roche est lessivée. Le lessivage du Fe pourrait refléter la transformation progressive des titanomagnétites qui accompagnent la perte de l'épidote et l'abondance faible (voire l'absence) de pyrite dans la zone d'altération distale.

La transition vers la zone d'altération proximale «rougeâtre» est essentiellement soulignée par la déstabilisation abrupte et totale de la chlorite et des titanomagnétites ainsi que par l'introduction de mica blanc, carbonate, pyrite et albite. Les résultats des calculs de bilan de masse indiquent clairement que les fluides hydrothermaux apportent le CO_2 , le K, le Na et le S à la roche. On note cependant que les gains en CO_2 sont variables et tendent à être moins marqués, ce qui suggère une carbonatation moins intense qu'au gisement Triangle. Cette hypothèse concorde avec les pertes (lessivages) dénotées en Ca, Fe et Mg (bien que de l'ankérite soit aussi observée à la Cheminée No. 4). Par ailleurs, les changements de masse en Fe_2O_3 impliquent également que le Fe libéré par la perte de la chlorite et la transformation des titanomagnétites ne soit pas entièrement capté pour former de la pyrite, des carbonates de fer ou les fines particules d'hématite (systématiquement observée dans les plagioclases de cette zone d'altération). En effet, une faible quantité semble lessivée de la roche. Également, comme nous l'avons observé au gisement Triangle, les résultats des calculs de bilan de masse indiquent aussi la présence d'un faible lessivage du SiO_2 dans les épontes directes des veines aurifères.

6.4 Sommaire

Cette section se veut une synthèse des principaux éléments présentés précédemment dans la caractérisation et la distribution des altérations hydrothermales développées en bordures des veines aurifères dans les gisements Triangle et Cheminée No. 4. L'accent est porté sur les similitudes et les différences observées entre ces deux gisements, on retient les points suivants :

- L'altération hydrothermale présente en bordures des veines à pendage modéré et des veines subhorizontales possède les mêmes assemblages minéralogiques et la même zonalité. Ces zones d'altération hydrothermale se superposent aux minéraux d'origine métamorphique.
- La zone d'altération distale est présente de part et d'autre de toutes les veines aurifères. Elle forme une enveloppe d'étendue métrique (plus large à la Cheminée No. 4) autour de la zone d'altération proximale.
- La zone d'altération proximale montre communément une distribution asymétrique et localement une zonalité (sous-zone) en bordure des veines aurifères.
 - Dans le gisement Triangle, cette zonalité se manifeste par une sous-zone d'aspect plus «blanchâtre» qui se retrouve en contact direct avec les veines. Cette sous-zone n'a été documentée que dans la diorite leucocrate.
 - À la Cheminée No. 4, cette zonalité interne dans la zone d'altération proximale est mal développée et tend à être plus typiquement retrouvée dans les zones de cisaillement où elle s'exprime par une sous-zone «grisâtre».
- L'introduction d'or et tellures est notée dans la majorité des bordures d'altération hydrothermale proximale. L'or et les tellures montrent une forte association spatiale avec la pyrite dans les épontes immédiates des veines aurifères.
- Sur le gisement Triangle, l'altération hydrothermale possède une signature potassique.
 - Éléments ajoutés dans les épontes : CO₂, S, K, Ca(?).
 - Éléments lessivés des épontes : Na, Fe, Mg, Si.
- À la Cheminée No. 4 l'altération hydrothermale possède une signature sodique.
 - Éléments ajoutés dans les épontes : CO₂, S, Na, K.
 - Éléments lessivés des épontes : Fe, Ca, Mg, Si.

FIGURES DU CHAPITRE 6

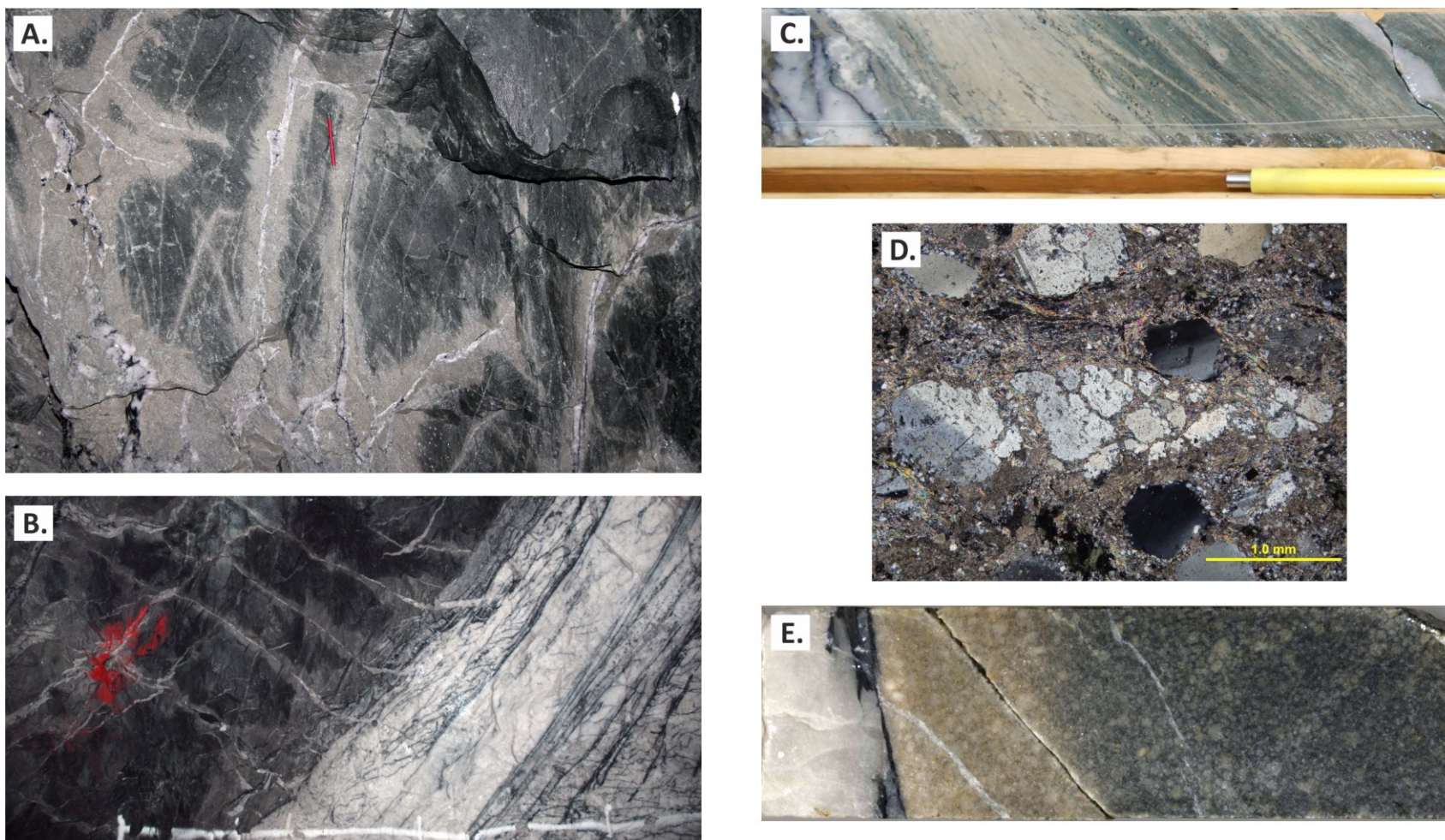


Figure 6. 1 : Photographies et microphotographie des caractéristiques générales des zones d'altérations hydrothermales sur le gisement Triangle. (A) Transition nette et abrupte entre les zones d'altérations distale et proximale. À noter, l'abondance de sulfure (Py) dans la zone proximale. Mur sud à la jonction entre les galeries de minerai est et ouest, niveau 94. (B) Variation de l'épaisseur de la bordure d'altération proximale développée le long d'une veine. Face temporaire, dans la galerie de minerai ouest, niveau 76. (C) et (D) Empreinte de la déformation dans l'éponte immédiate d'une veine à l'intérieur d'une zone de cisaillement (C: forage TM-14-33, 590 m; D: lame mince TM-14-14, lumière polarisée). (E) Empreinte négligeable de la déformation ductile dans l'éponte d'une veine subhorizontale (forage TM-14-042, 671,8 m).

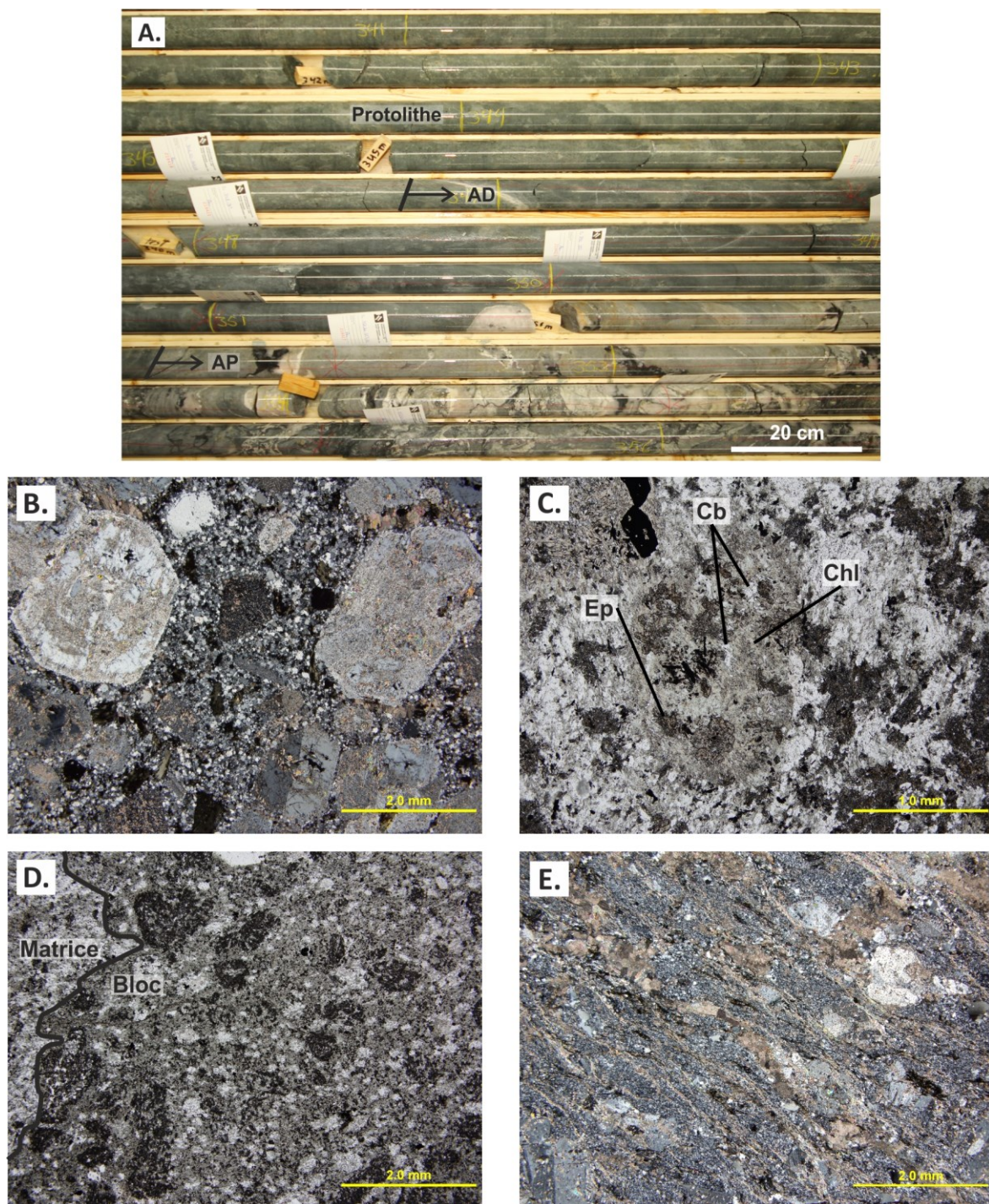


Figure 6. 2 : Photographie et microphotographies des transformations minéralogiques à l'intérieur de la zone d'altération distale dans le gisement Triangle. (A) Déstabilisation de l'épidote qui souligne la transition vers la zone d'altération distale. Forage TM-15-018, 341 à 356 m. (B) Fines inclusions de mica blanc à l'intérieur des phénocristaux de plagioclase dans la diorite leucocrate. Lamme mince TM-14-06, lumière polarisée. (C) Possible pseudomorphe d'amphibole remplacé par chlorite - carbonate \pm épidote. Lamme mince TM-38-05, lumière naturelle. (D) Fragment essentiellement composé de chlorite - carbonate dans l'unité de tuf. À noter, les pseudomorphes de plagioclase saussuritisé. Lamme mince TM-38-06, lumière naturelle. (E) Alignement préférentiel des minéraux d'altérations (mica blanc - carbonate - chlorite) et fracturation des phénocristaux de plagioclase. Lamme mince TM-14-16, lumière polarisée.

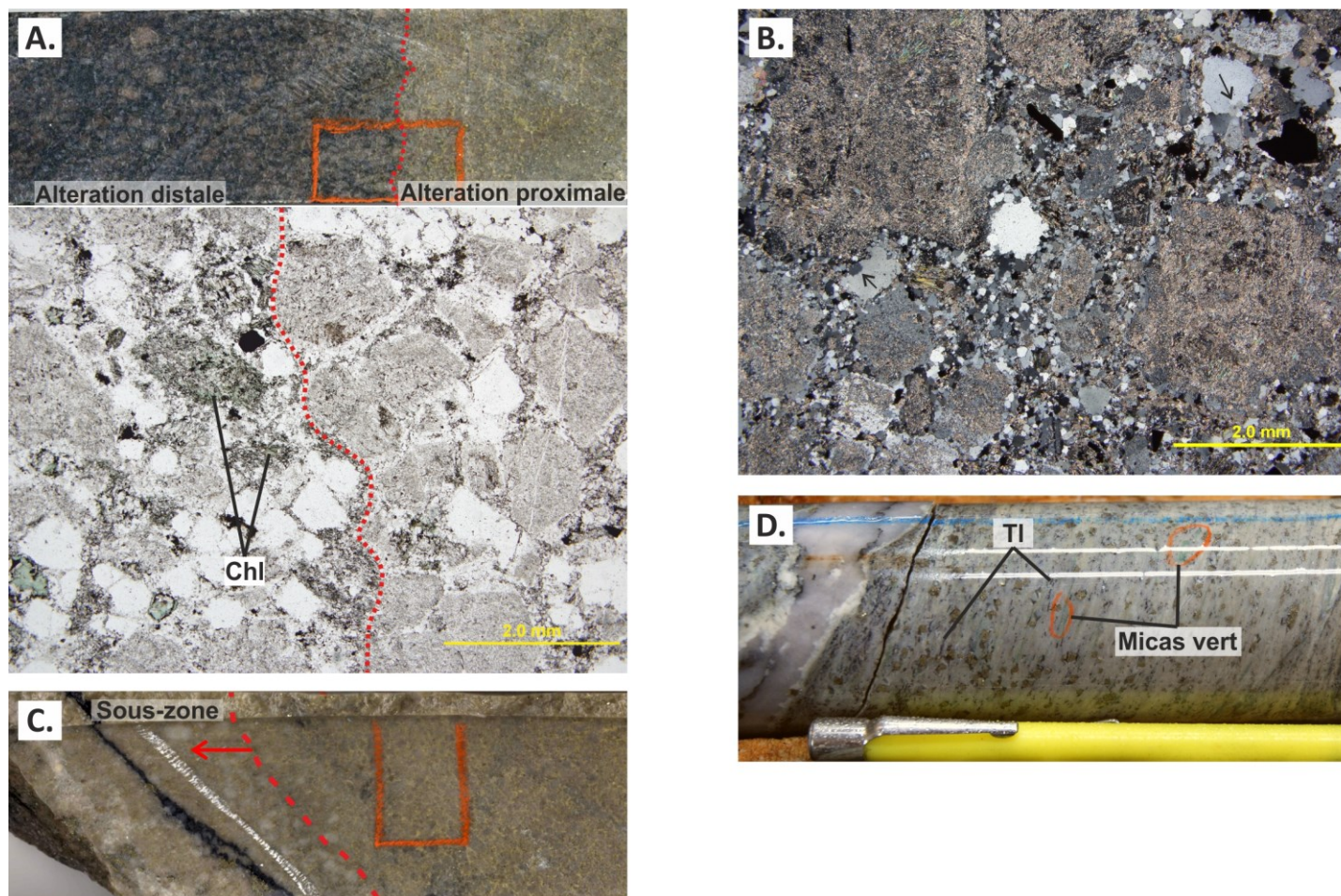


Figure 6. 3 : Photographies et microphotographies des transformations minéralogiques à l'intérieur de la zone d'altération proximale dans le gisement Triangle. (A) Déstabilisation abrupte de la chlorite à la transition vers la zone d'altération proximale. Forage TM-14-042, 646 m et lame mince TM-42-05 (lumière naturelle). (B) Altération prononcée des phénocristaux de plagioclase par mica blanc - carbonate. À noter, la formation de sous-grains dans les microphénocristaux de quartz et l'abondance de jonction triple dans la matrice quartzo-feldspathique. Lame mince TM-14-08, lumière polarisée. (C) Les phénocristaux de plagioclase apparaissent plus limpides dans la sous-zone d'altération développée localement au contact des veines aurifères. Forage TM-14-042, 632,5 m. (D) Petits cristaux de tourmaline et de mica vert. Forage TM-16-180AM01, 397,5 m.

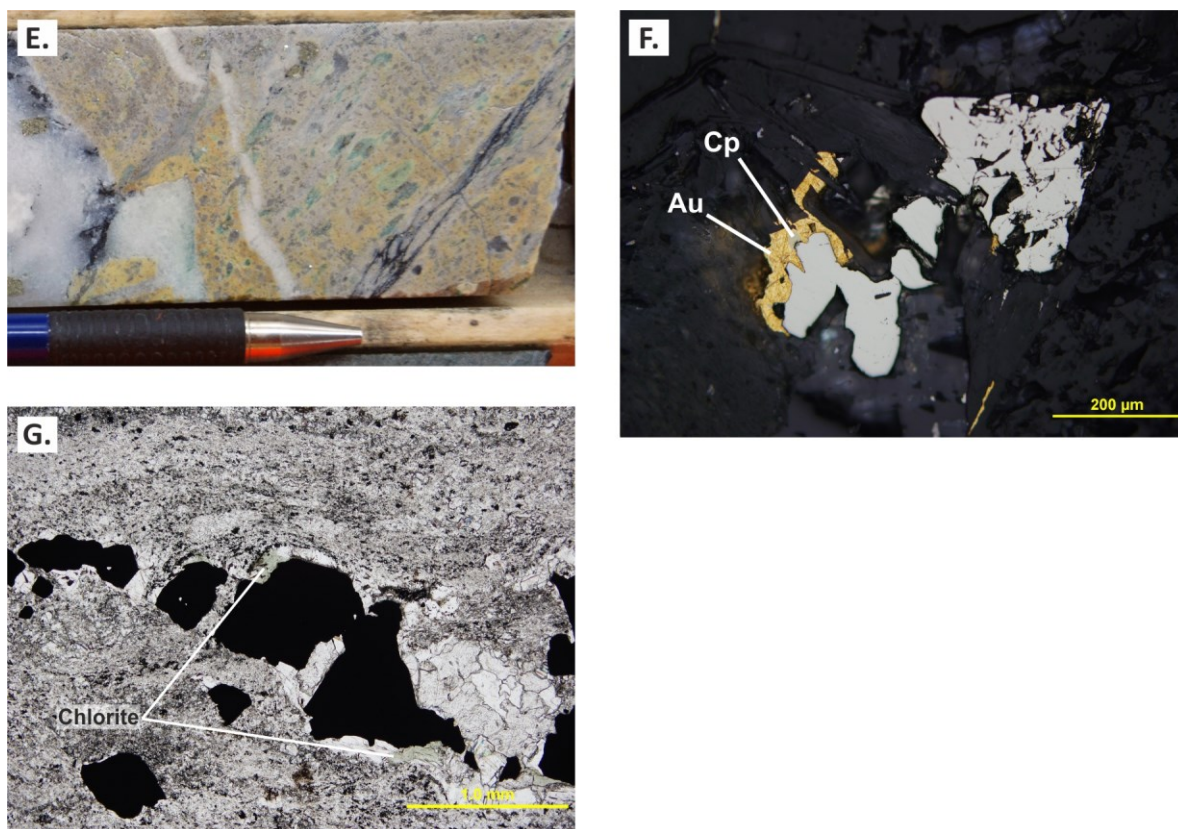


Figure 6. 3 (suite) : (E) Feuilletes de mica vert particulièrement abondants dans l'éponte d'une veine aurifère à l'intérieur d'une zone de cisaillement. Forage TM-16-122, 119,5 m. (F) Grain d'or accompagné de trace de chalcopryrite à la surface d'un grain de pyrite. Lame mince TA-151-01, lumière réfléchie. (G) Feuilletes de chlorite à l'intérieur d'ombres de pression au pourtour de grains de pyrite. Lame mince TA-66-01, lumière réfléchie.

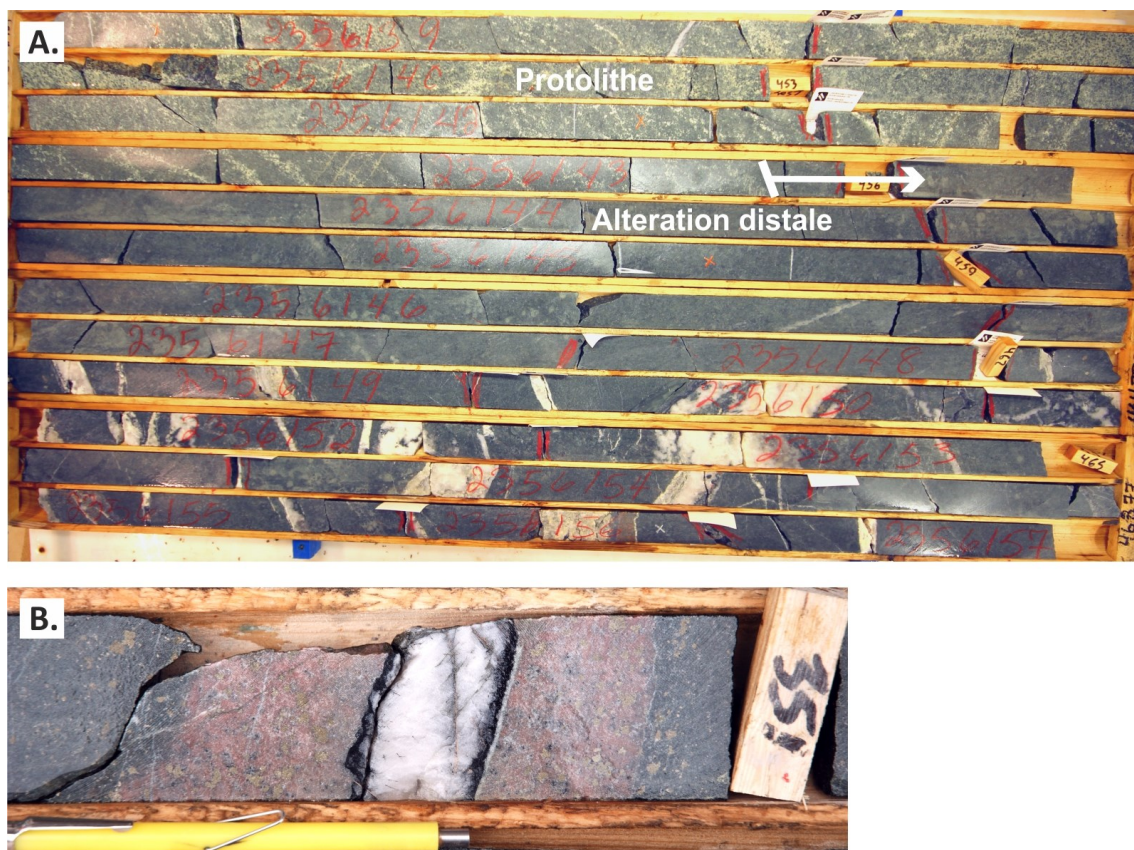


Figure 6. 4 : Photographies des caractéristiques générales des zones d'altération hydrothermale développées à la Cheminée No. 4. (A) La transition vers la zone d'altération distale est caractérisée par une perte progressive de l'épidote. À noter, la distribution hétérogène des veines subhorizontales et l'étendue plurimétrique de la zone d'altération distale (systématiquement développée des deux côtés des veines). Forage P4-15-028, 450 à 468 m. (B) Zone d'altération proximale «rougeâtre» typique d'étendue centimétrique. Forage P4-15-029, 351 m.

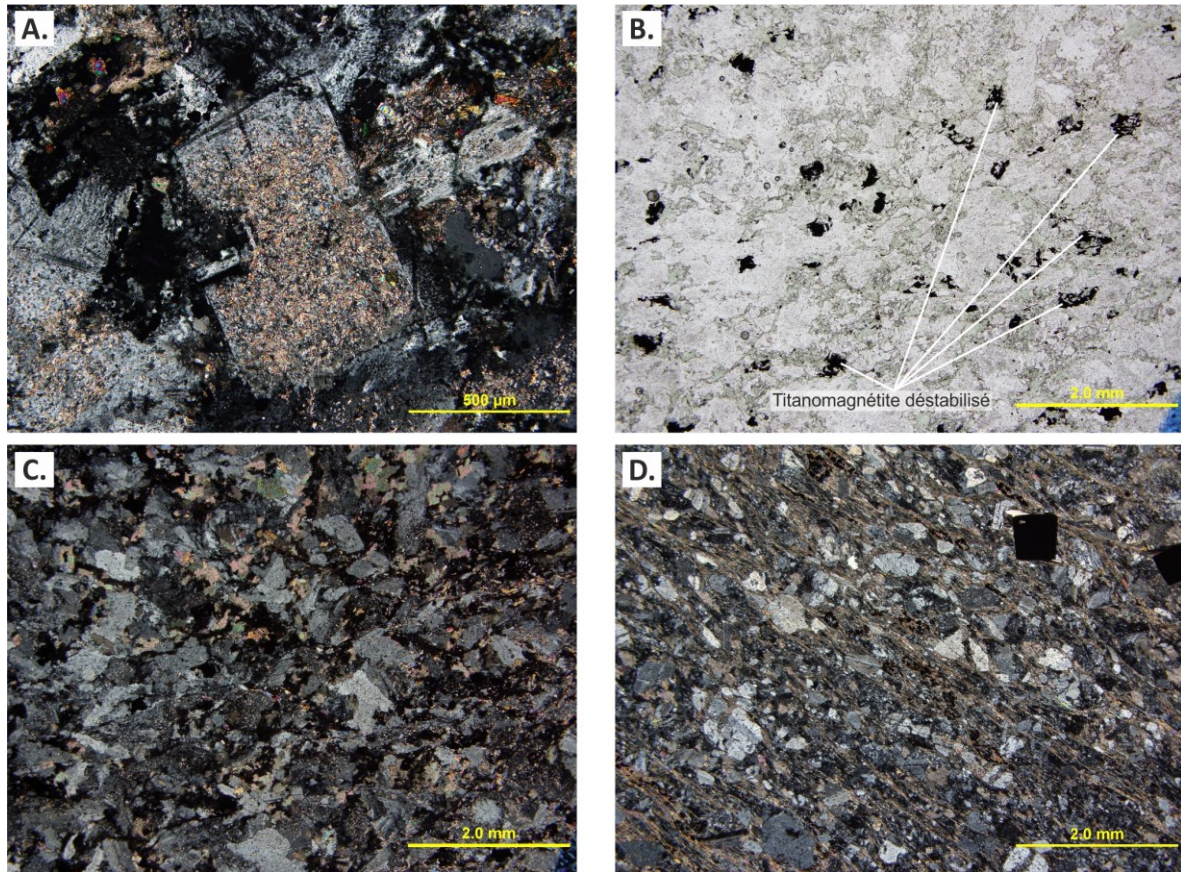


Figure 6. 5 : Microphotographies des transformations minéralogiques à l'intérieur de la zone d'altération distale à la Cheminée No. 4. (A) Fines inclusions de micas en remplacement de l'épidote dans le plagioclase. lame mince P4-28-02, lumière polarisée. (B) et (C) Assemblage minéralogique dominé par l'albite qui témoigne de l'albitisation pervasive. À noter, la présence de chlorite et carbonate (typique) ainsi que la déstabilisation progressive de la magnétite contenue dans les titanomagnétites (les exsolutions sont altérées en leucoxène - anatase et forment une texture squelettique). lame mince P4-24-12, lumière naturelle et polarisée (respectivement). (D) Alignement préférentiel des minéraux d'altération (chlorite - carbonate - mica blanc) et faible fracturation des cristaux de plagioclase. lame mince P4S-09-02, lumière polarisée.

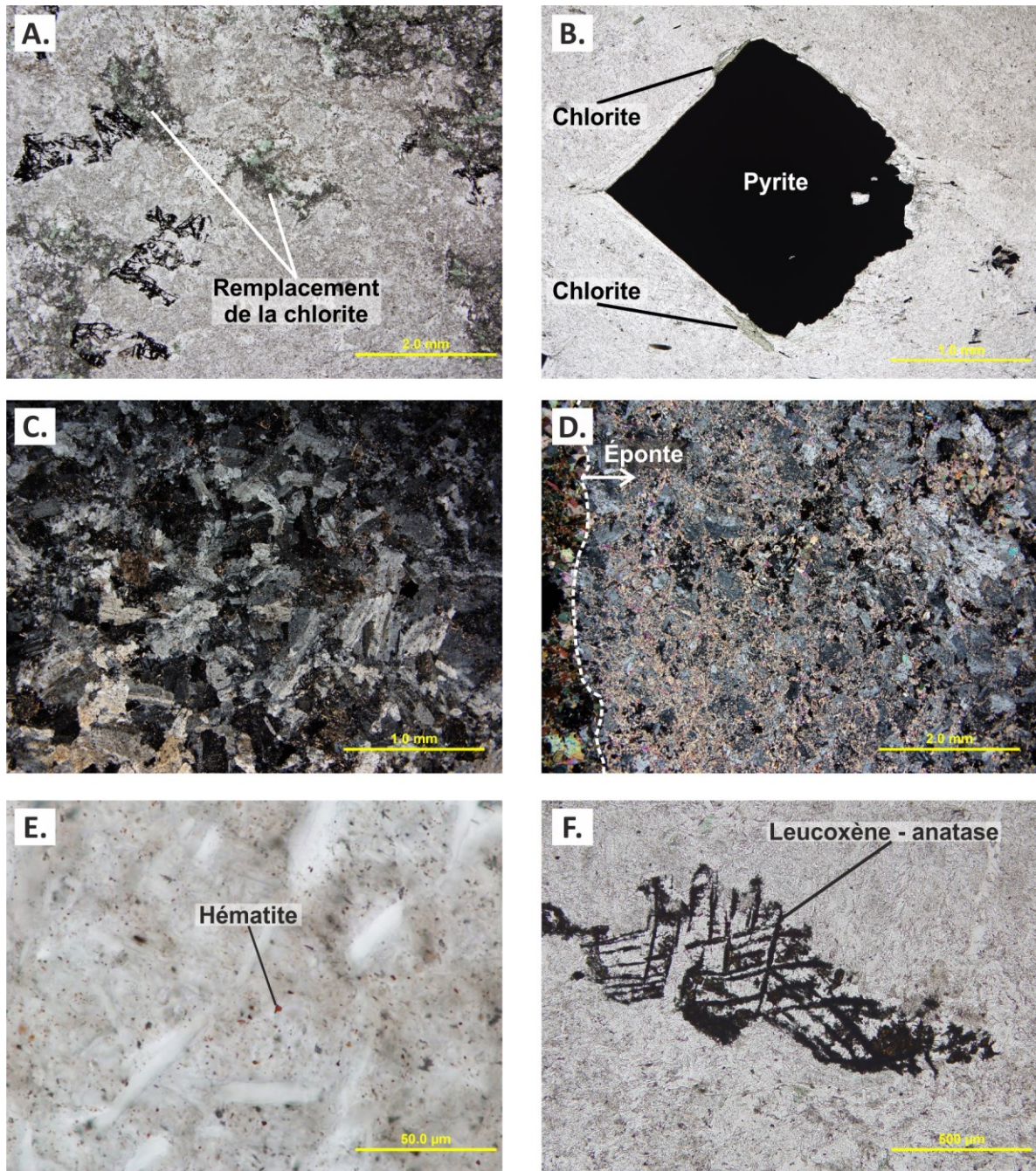


Figure 6. 6 : Microphotographies des transformations minéralogiques à l'intérieur de la zone d'altération proximale à la Cheminée No. 4. (A) Déstabilisation et remplacement de la chlorite par un assemblage de carbonate et de mica blanc. Lame mince P4-24-04, lumière naturelle. (B) Petits feuillets de chlorite dans une ombre de pression en bordure d'un grain de pyrite. Lame mince P4-28-07, lumière naturelle. (C) Altération prononcée en albite pervasive. Lame mince P4-24-11, lumière polarisée. (D) Forte altération en mica blanc ± carbonates des plagioclases d'origine secondaire au contact d'une veinule de quartz (trait tireté). Lame mince P4S-10-03, lumière polarisée. (E) Fines inclusions «dusting» d'hématite dans les micropores du plagioclase. Lame mince P4-24-06, lumière naturelle. (F) Déstabilisation complète de la magnétite, les exsolutions squelettiques d'ilménite sont complètement remplacées par un assemblage de leucoxène - anatase. Lame mince P4-24-04, lumière naturelle.

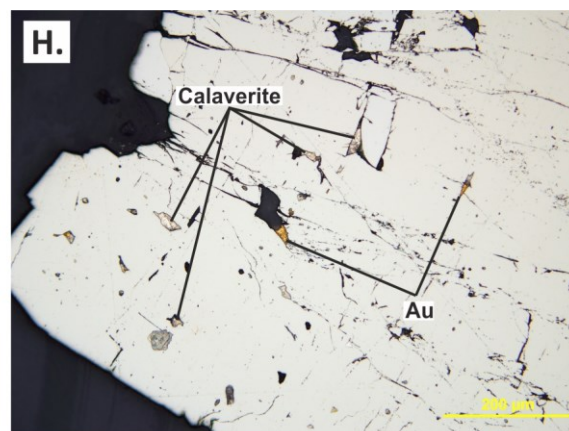
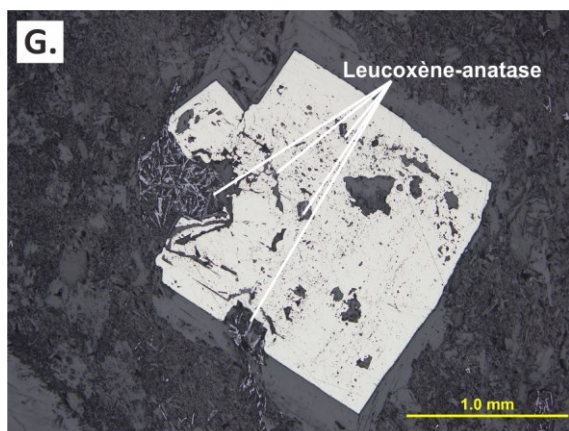


Figure 6. 6 (suite) : (G) Association spatiale entre les oxydes (leucoxène - anatase) et la pyrite. Lame mince P4-28-06, lumière réfléchie. (H) Or et tellurures (calaverite) en inclusions et en remplissage de fractures dans un grain de pyrite. Lame mince P4-29-05, lumière réfléchie. (I) Altération prononcée (voir totale) en mica blanc \pm carbonate des cristaux de plagioclase dans la sous-zone d'altération grisâtre. Lame mince P4-28-05, lumière polarisée.

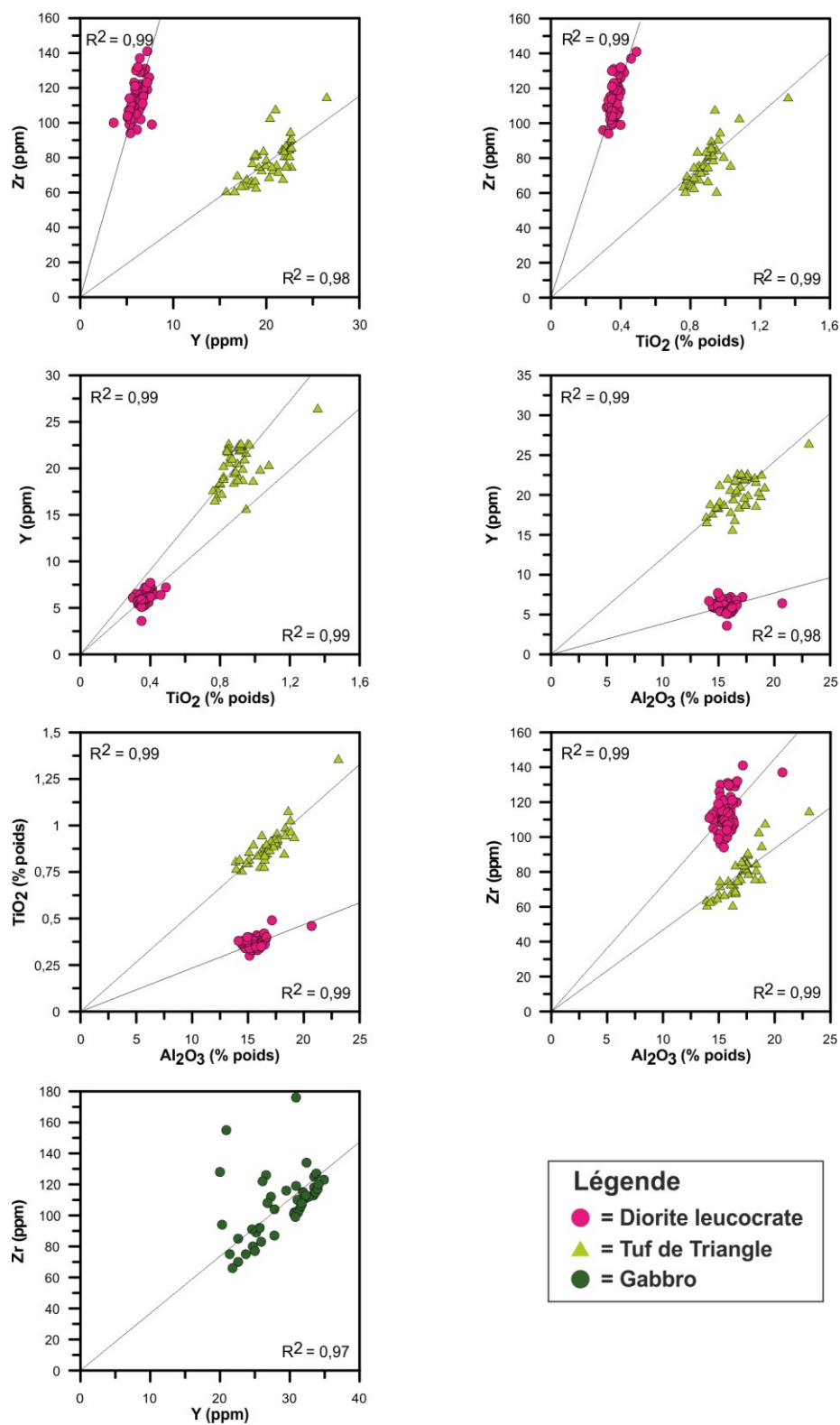


Figure 6. 7 : Diagrammes binaires pour tester l'immobilité des éléments aux processus d'altération hydrothermale.

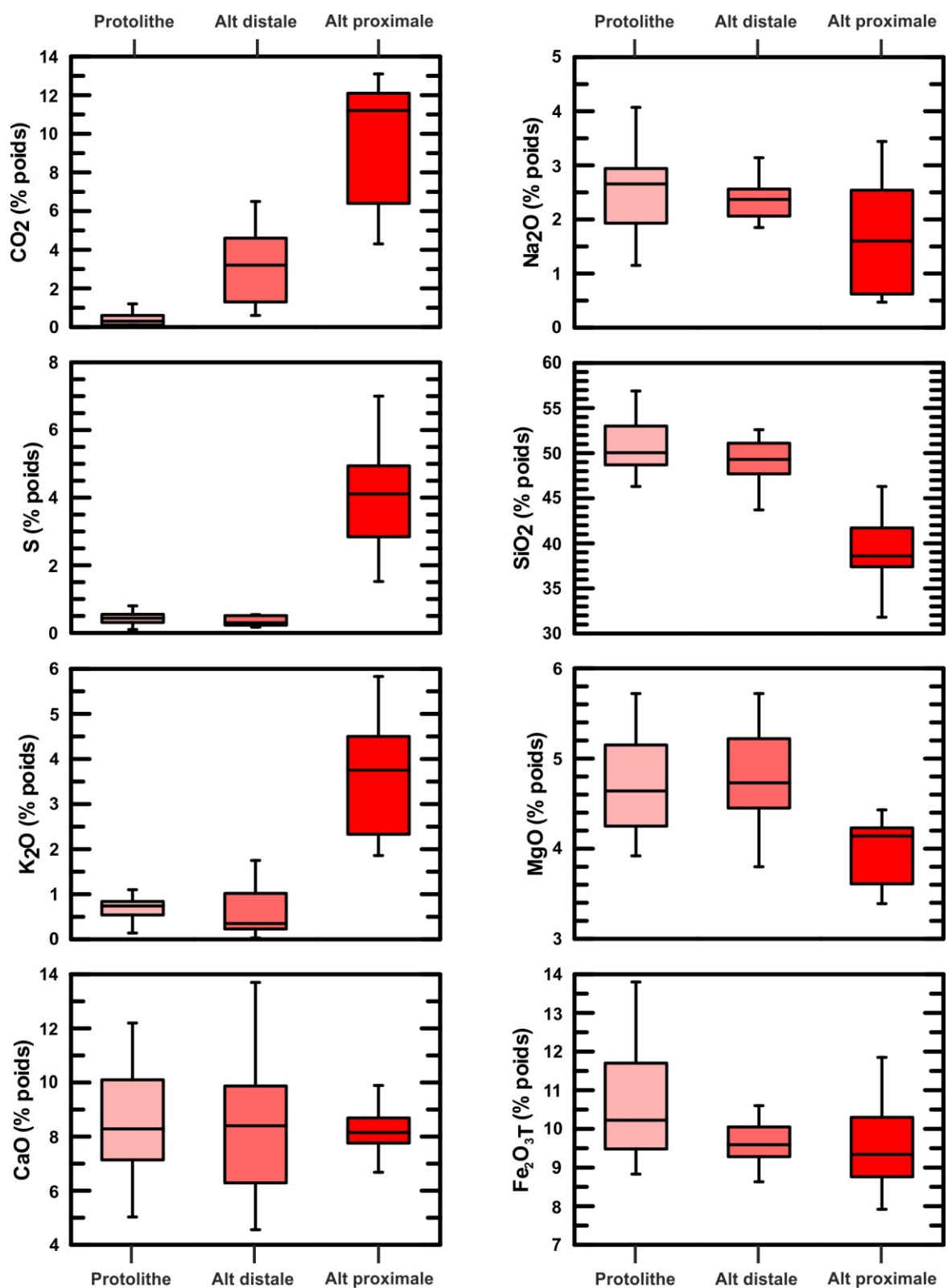


Figure 6. 8 : Diagrammes en boîtes à moustaches générés à partir de l'abondance relative (% poids) des différents éléments majeurs et critiques utilisés pour faire le calcul du bilan de masse sur les échantillons représentatifs du protolithe et des zones d'altérations distale et proximale du tuf de Triangle.

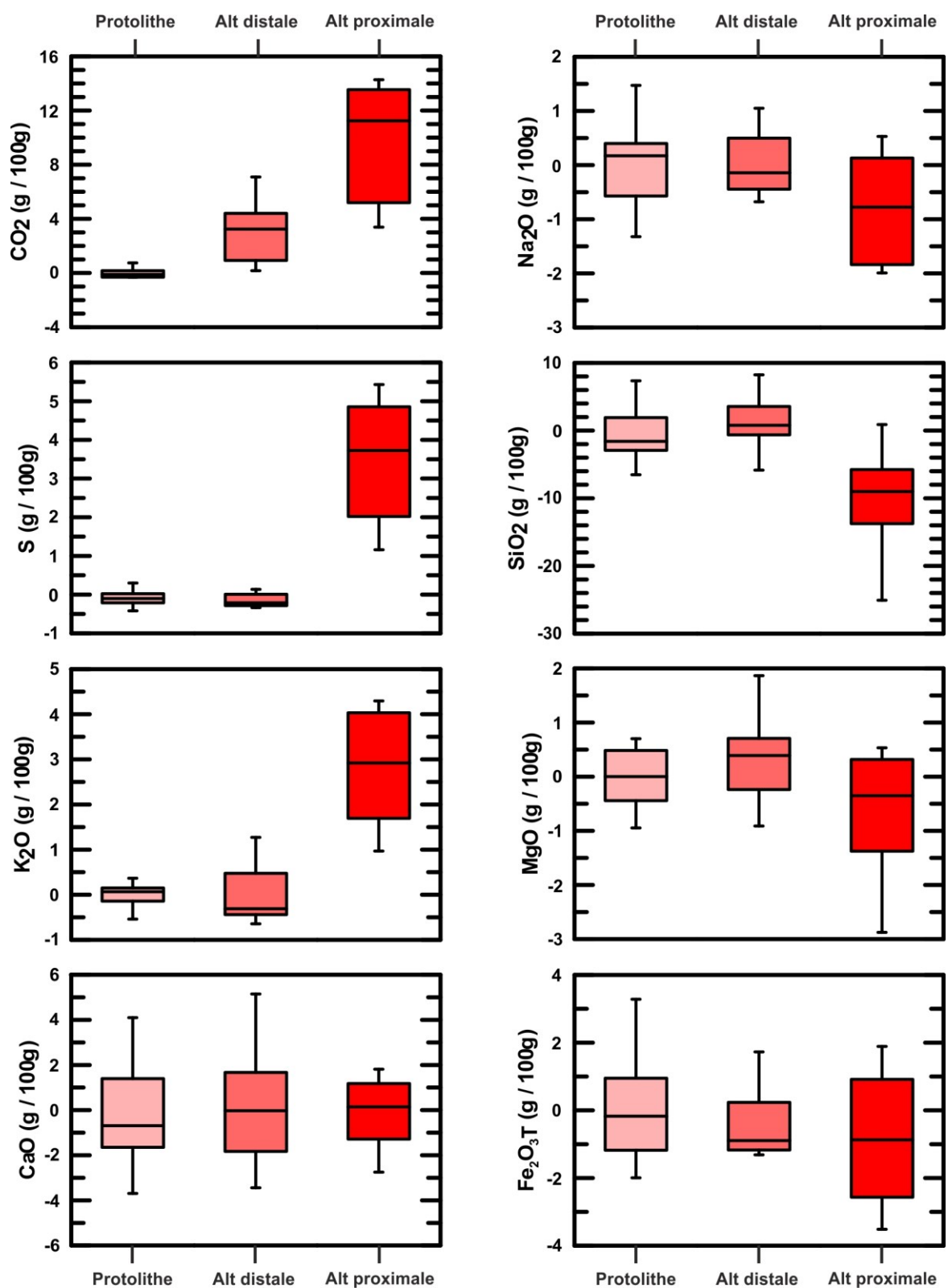


Figure 6. 9 : Diagramme en boîtes à moustaches générés par le calcul du bilan de masse sur les échantillons représentatifs du protolithe et des zones d'altérations distale et proximale du tuf de Triangle. Les résultats sont exprimés en g / 100g de roche.

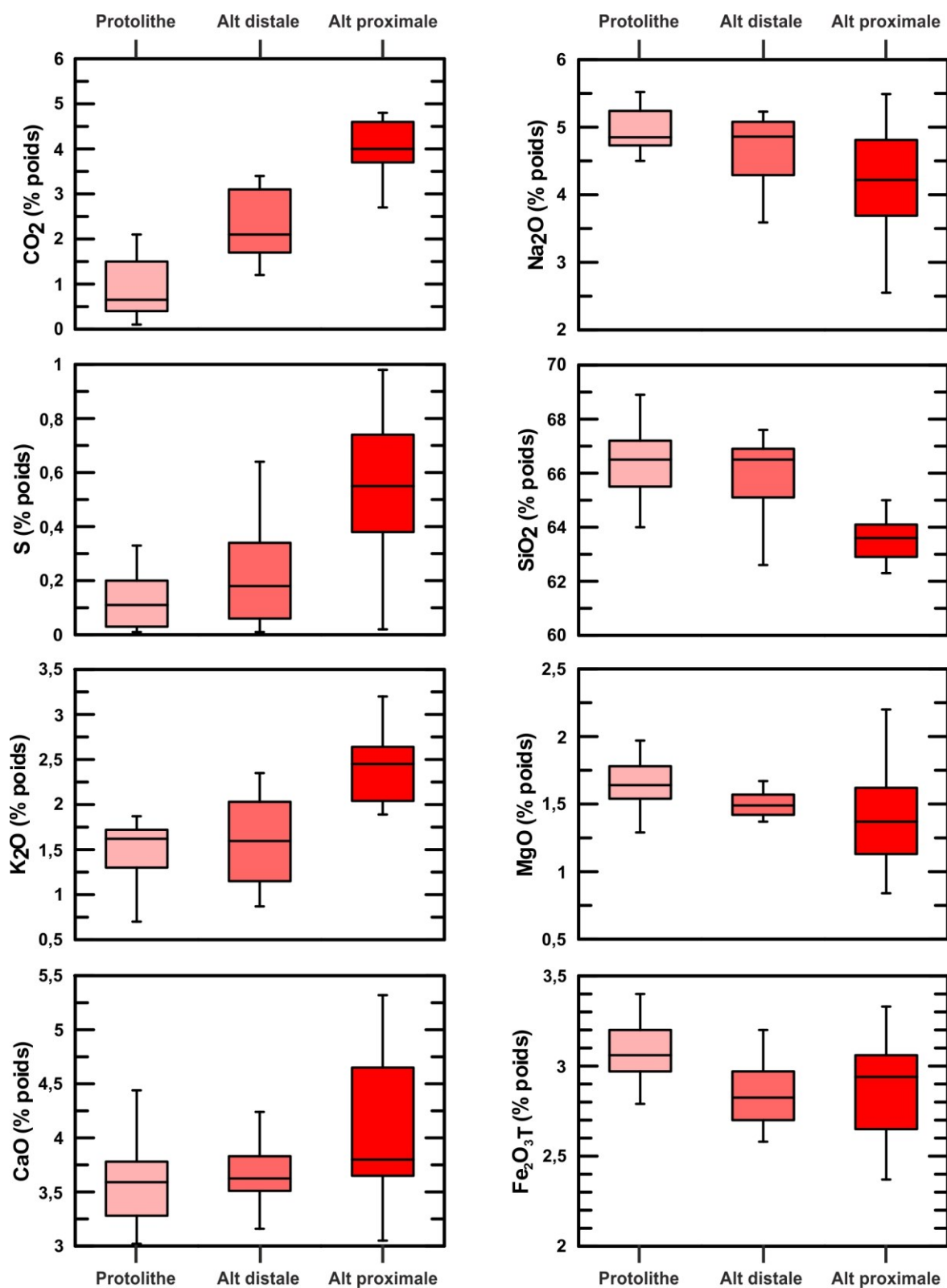


Figure 6. 10 : Diagrammes en boîtes à moustaches générés à partir de l'abondance relative (% poids) des différents éléments majeurs et critiques utilisés pour faire le calcul du bilan de masse sur les échantillons représentatifs du protolithe et des zones d'altérations distale et proximale de la diorite leucocrate.

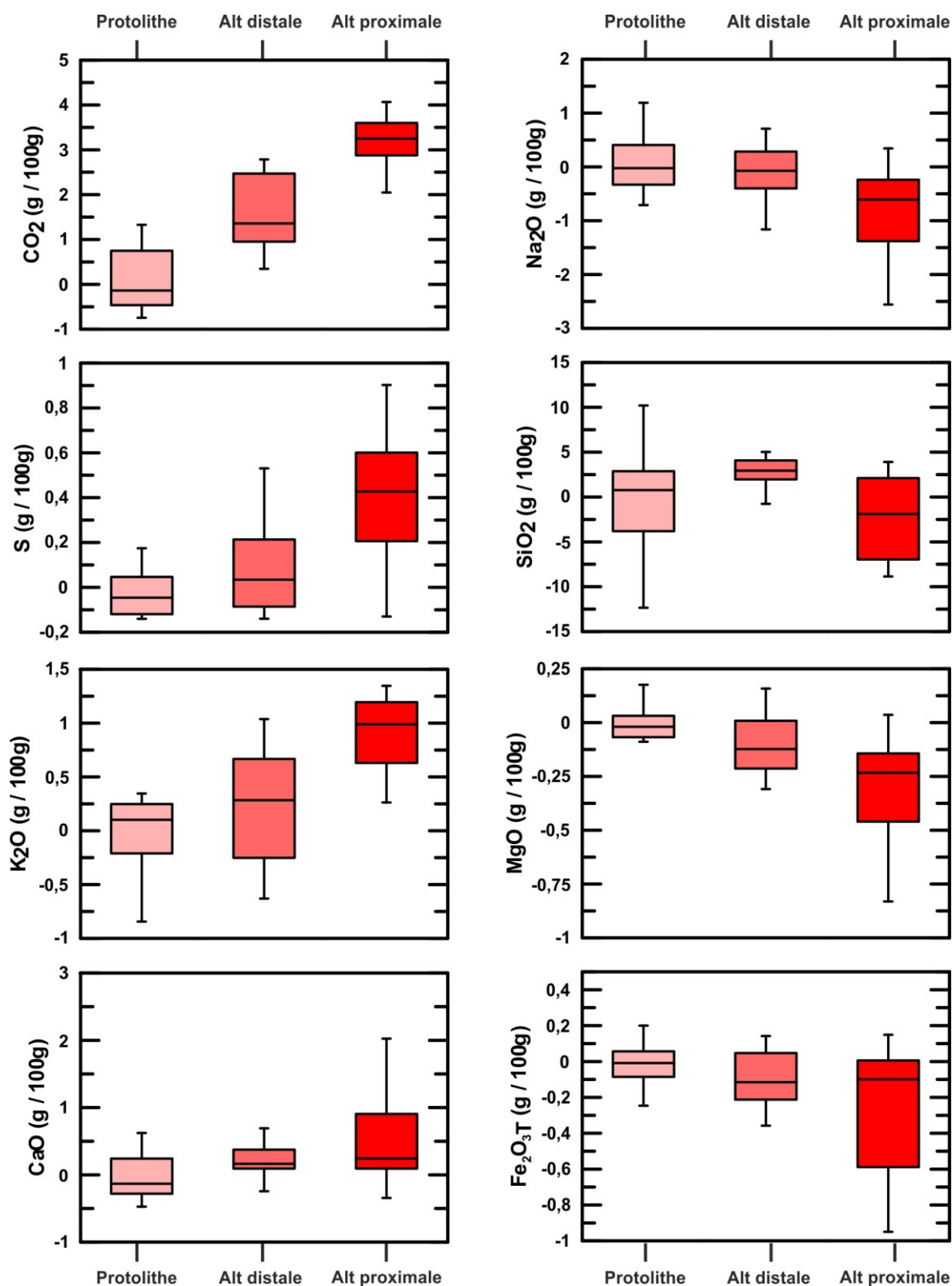


Figure 6. 11 : Diagramme en boîtes à moustaches générés par le calcul du bilan de masse sur les échantillons représentatifs du protolithe et des zones d'altérations distale et proximale de la diorite leucocrate. Les résultats sont exprimés en g / 100g de roche.

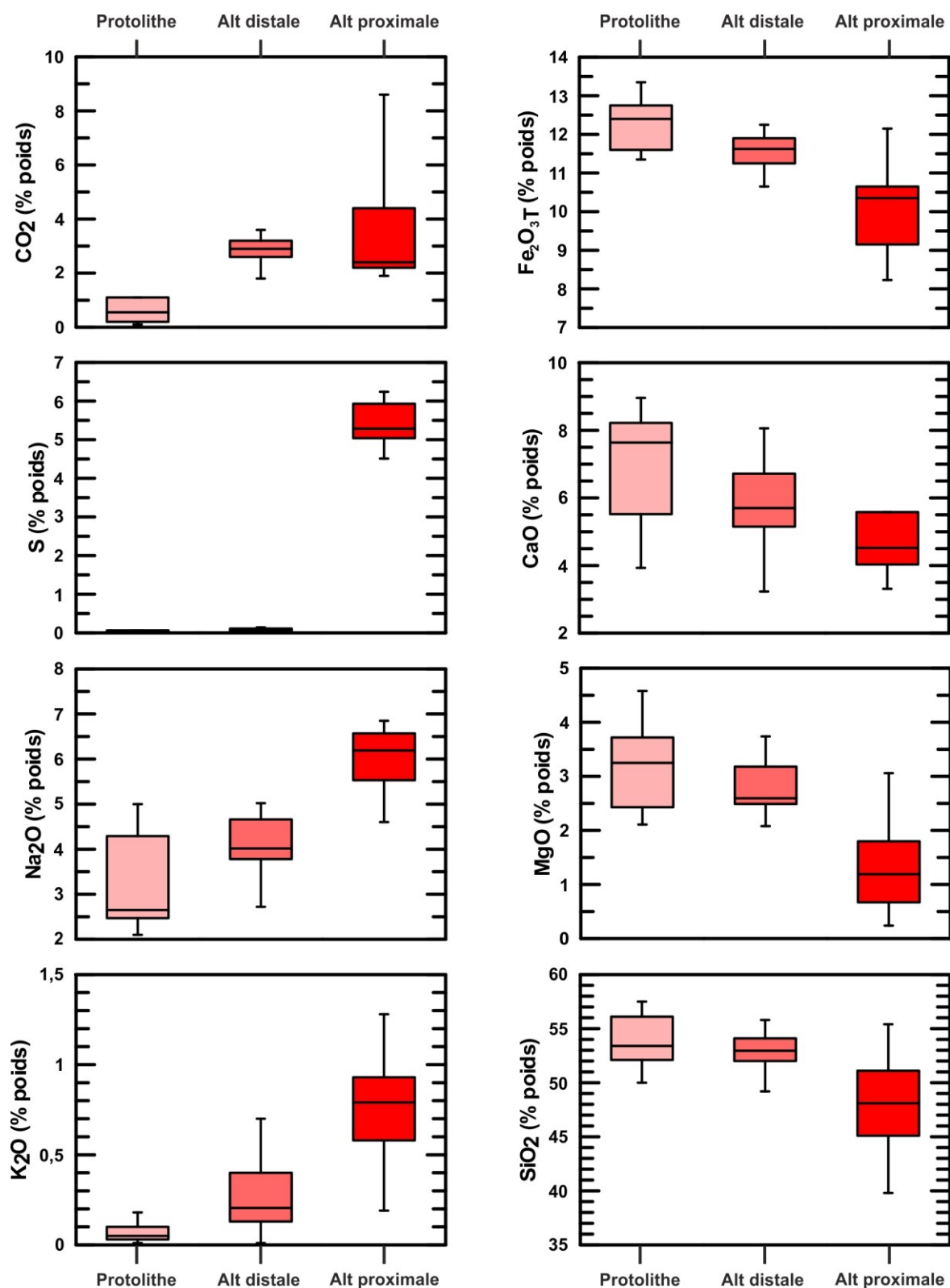


Figure 6. 12 : Diagrammes en boîtes à moustaches générés à partir de l'abondance relative (% poids) des différents éléments majeurs et critiques utilisés pour faire le calcul du bilan de masse sur les échantillons représentatifs du protolithe et des zones d'altérations distale et proximale du gabbro de la Cheminée No. 4.

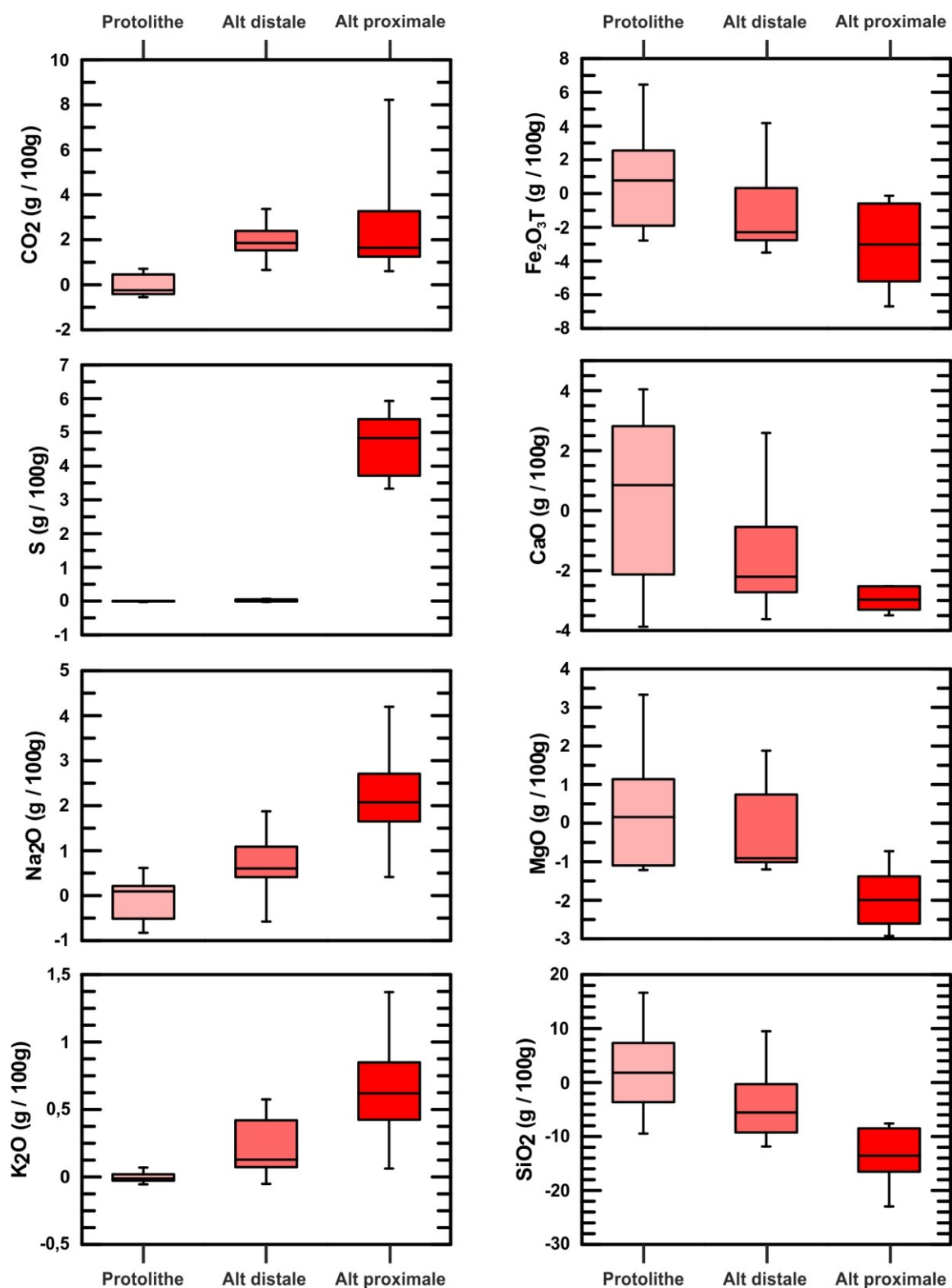


Figure 6. 13 : Diagramme en boîtes à moustaches générés par le calcul du bilan de masse sur les échantillons représentatifs du protolithe et des zones d'altérations distale et proximale du gabbro de la Cheminée No. 4. Les résultats sont exprimés en g / 100g de roche.

Tableau 6. 1 : Synthèse des échanges entre les fluides aurifères et les roches encaissantes

Gisement	Lithologie	Éléments apportés aux épontes	Éléments lessivés des épontes
Triangle	<i>Tuf de Triangle</i> <i>Diorite leucocrate</i>	+CO ₂ , +S, +K, +Ca(?) ¹	-Na, -Fe, -Mg, -Si(?) ²
Cheminée No. 4	<i>Gabbro</i>	+CO ₂ , +S, +Na, +K	-Fe, -Ca, -Mg, -Si ²

1) Les transferts de masses en Ca sont mineurs sur le gisement Triangle. Néanmoins, les calculs de bilan de masse suggèrent possiblement de faibles apports dans la diorite leucocrate.

2) Les résultats des calculs de bilan de masse indiquent possiblement un faible lessivage du Si dans les épontes directes des veines aurifères des gisements Triangle (tuf de Triangle) et Cheminée No. 4.

CHAPITRE 7

DISCUSSION

7.1 Introduction

Ce chapitre se veut une intégration des données présentées dans les cinq chapitres précédents. L'objectif est d'expliquer les principaux facteurs qui ont permis et influencé la mise en place du réseau filonien aurifère développé dans les gisements Triangle et Cheminée No. 4, en les plaçant en perspective avec ce qui est rapporté dans la littérature pour le secteur de Val-d'Or.

Les principales observations réalisées dans le cadre de cette étude sont présentées sous la forme d'un sommaire par points de formes à la fin de chacun des chapitres. Afin d'éviter des répétitions, elles ne seront pas résumées ci-dessous, le lecteur est plutôt référé à ces sections. L'objectif est de discuter de ces observations dans le but de proposer un modèle de formation des gisements Triangle et Cheminée No. 4 et d'identifier des guides pour l'exploration. Dans cet ordre d'idée, la discussion est centrée sur quatre thèmes : 1) le régime de déformation associé à la formation du réseau filonien aurifère, 2) les implications associées avec les résultats géochronologiques obtenus dans cette étude, 3) la typologie (minéralogie et textures) des veines aurifères, et 4) la signature géochimique des enveloppes d'altération hydrothermale. Le modèle de formation élaboré est présenté à la section 7.6, alors que les guides pour l'exploration proposés sont présentés à la section 7.7.

7.2 Analyse structurale et régime de déformation associé à la formation du réseau filonien aurifère

L'analyse structurale des zones de cisaillement a permis de mettre en évidence que ce sont des zones de déformation ductiles-fragiles et qu'elles ont enregistré un mouvement inverse à composante pendage. De plus, la nature et la géométrie du réseau filonien aurifère est compatible avec le style et la cinématique de ces zones de cisaillement. Les veines à pendage modéré se sont mises en place parallèlement au plan «C» des zones de cisaillement et les veines subhorizontales

sont dans l'ensemble perpendiculaire à l'allongement vertical illustré par la linéation d'étirement. L'ensemble de ces caractéristiques est typique des gisements aurifères orogéniques archéens (Robert et al., 1994; Robert et Poulsen, 2001). Dans l'ensemble, la géométrie des veines est plutôt simple et prévisible puisqu'elles ont conservé leurs caractéristiques primaires et n'ont pas subi de déformation suivant la déformation principale en raccourcissement. Les veines à pendage modéré occupent la partie centrale de zones de cisaillement est-ouest et les veines subhorizontales sont disposées en échelon à proximité de ces zones de cisaillement est-ouest.

L'attitude moyenne des fabriques et des structures documentées dans ce chapitre permet de reconstruire le régime de déformation effectif lors de la formation du réseau filonien aurifère développé sur les gisements Triangle et Cheminée No. 4. En accord avec Ramsay et Graham (1970) et Ramsay (1980), il est possible d'approximer la position des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation à l'échelle des gisements Triangle et Cheminée No. 4. L'orientation de la schistosité est-ouest définit le plan «XY» et la plongée subverticale de la linéation d'étirement indique la position approximative de l'axe d'allongement principal «X». La position de l'axe «Y», qui se trouve à fort angle par rapport à l'axe «X», peut alors être estimée par la ligne qui intersecte le plan de schistosité est-ouest et le plan qui définit l'enveloppe de cisaillement. Le dernier axe de l'ellipsoïde de déformation, l'axe «Z» est perpendiculaire (subhorizontale) au plan «XY» (subverticale). Ces axes de l'ellipsoïde de déformation (figures 7.1a et b) sont compatibles avec un régime de déformation en raccourcissement nord-sud ainsi qu'un mouvement principal à composante pendage le long des zones de cisaillement (compatible avec les stries de faille observées). Robert (1990) et Pilote et al. (2000) rapportent qu'il s'agit d'une orientation généralisée dans l'ensemble du district de Val-d'Or. D'ailleurs, malgré l'absence de mesures directes de la linéation d'étirement à la Cheminée No. 4, on note que l'attitude des veines subhorizontales est compatible avec la linéation d'étirement à composante pendage mesurée sur le gisement Triangle (figure 7.1b).

L'attitude subhorizontale de la plongée de l'intersection entre les structures «C – C'» indique la position approximative de l'axe de raccourcissement intermédiaire «Y» (figure 7.1a), à angle fort

par rapport à la linéation d'étirement (axe «X»), et suggère que la formation de ce système de zones de cisaillement d'orientation est-ouest est associée au même ellipsoïde dans un régime de déformation planaire par raccourcissement nord-sud subhorizontal (axe «Z») (Robert et al., 1994).

La géométrie et les caractéristiques structurales des zones de cisaillement et du réseau filonien au gisement Triangle sont tout à fait similaires à celles documentées à la mine Sigma par Robert et Brown (1986a) et à la mine Lamaque par Daigneault et al. (1983). Par contre à l'échelle d'un chantier nous avons décrit des complexités du réseau filonien non documentées dans le gisement Sigma-Lamaque. Cette complexité est en partie reliée à la transposition partielle des veines subhorizontales par la foliation principale dans la partie centrale des zones de cisaillement comme illustré dans le chantier de la galerie de minerai C2 au niveau 94 (figures 4.9a et b). Aux mines Sigma et Lamaque et sur le gisement Triangle, la déformation enregistrée par les intrusions hôtes est associée à des déplacements de plusieurs mètres le long des plans de glissement à l'intérieur des zones de cisaillement à mouvement inverse. Ce type de glissement a possiblement induit le phénomène de «*fault valve*» (Sibson et al., 1988), expliquant ainsi la formation du réseau de veines aurifères au centre et subparallèle aux zones de cisaillement (figure 7.1a). Dans le cas du gisement Cheminée No. 4, il est raisonnable de penser que le cisaillement est-ouest à pendage vertical soit une structure de deuxième ordre. Cette hypothèse est cohérente avec les déplacements inverses enregistrés par cette structure et compatible avec une déformation principale en raccourcissement et les axes principaux de déformation définis précédemment. De plus, la présence locale de veines de quartz aurifère et l'altération en carbonate – mica blanc, qui caractérisent cette structure, indique le passage de fluides hydrothermaux. Ces éléments suggèrent que cette structure ait, à un certain moment, formé un réseau interconnecté avec les zones de cisaillement à pendage modéré, et possiblement avec la Faille de Larder Lake – Cadillac (Robert, 1990). Il est d'ailleurs tentant de faire une analogie entre le cisaillement vertical de la Cheminée No. 4 et les cisaillements nord et sud de deuxième ordre reconnus par Robert (1983) qui délimite le bloc minéralisé à la mine Sigma (figure 1.13 et figure 7.2). Néanmoins, une différence importante à la Cheminée No. 4 concerne les zones de cisaillement à pendage modéré et l'absence de

déplacement significatif le long de ces structures à mouvement principal inverse, comme on peut le constater sur une vue en section (figure 1.13). Cette absence de déplacement suggère que la déformation du gabbro hôte du réseau filonien à la Cheminée No. 4 a été principalement accommodée par un étirement subverticale, ce qui est cohérent avec l'attitude subhorizontale prédominante des veines aurifères à ce gisement. Une possibilité est que ces distinctions soient associées à l'environnement local de la Cheminée No. 4. La rhéologie de l'intrusion hôte et le contraste de compétence différent avec l'unité qui l'encaisse (la diorite porphyrique précoce) semblent avoir induit une réponse différente de ce système à la déformation principale en raccourcissement. Par ailleurs, la compétence et la forme cylindrique des intrusions hôtes du réseau filonien à Triangle et Cheminée No. 4 ont grandement influencé le confinement et la distribution du réseau filonien aurifère. Cette interprétation est supportée par la plongée subverticale des intrusions hôtes (figure 7.1), subparallèle à l'axe «X» de l'ellipsoïde de déformation, et perpendiculaire au plan «YZ» défini par la géométrie des veines aurifères subhorizontales.

7.3 Interprétation et implications des résultats de géochronologie

Les intrusions présentes dans la portion sud de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi sont regroupées en trois grandes suites, soit : 1) synvolcanique (2740 – 2698 Ma; Corfu 1993; Mortensen, 1993a, b; Ayer et al., 2002), 2) syntectonique (2695 – 2680 Ma; Chown et al., 1992; Corfu, 1993; Mortensen, 1993a, b; Ayer et al., 2002; Gaboury, 2006), et 3) post-tectonique (2665 – 2640 Ma; Davis et al., 2000; Ayer et al., 2002). Une particularité concerne néanmoins le groupe des intrusions syntectoniques. En effet, les intrusions dites tardi-tectoniques (2685 - 2673 Ma; Corfu, 1993; Wilkinson et al., 1999; Robert; 2001; Ayer et al., 2002) tendent typiquement à montrer une composition plus alcaline. Globalement, toutes ces intrusions se sont mises en place lors de plusieurs épisodes de magmatisme sur une période de plus de 60 Ma (Mortensen, 1993a, b; Davis et al., 2000; Ayer et al., 2002).

Dans le secteur de Val-d'Or, le Batholite de Bourlamaque (2701 ± 2 Ma; Wong et al., 1991) et la diorite porphyrique de la mine Sigma (2704 ± 3 Ma; Wong et al., 1991), s'inscrivent dans le groupe des intrusions synvolcaniques et sont toutes deux d'affinité magmatique calco-alcaline. Le gabbro de la Cheminée No. 4 est d'affinité magmatique tholéiitique à transitionnelle et a livré un âge de cristallisation U-Pb de $2693,2 \pm 4,7$ Ma (cette étude). À l'inverse, le gabbro est donc plus jeune que les intrusions synvolcaniques felsiques à intermédiaires connues. Mais l'erreur sur l'âge de cristallisation est relativement grande ($\pm 4,7$ Ma) et l'âge de ce gabbro se retrouve près de l'âge minimal défini pour les intrusions synvolcaniques. Le gabbro de la Cheminée No. 4 pourrait possiblement être une intrusion plus primitive associée au groupe syntectonique. Daigneault et al. (1983) rapportent que l'intrusion de la Cheminée No. 5 est aussi d'affinité tholéiitique; toutefois cette roche n'a pas été datée. Peu importe le groupe d'intrusion auquel se rattache le gabbro de la Cheminée No. 4 (synvolcanique ou syntectonique), l'affinité tholéiitique à transitionnelle de cette unité et son âge similaire à celui des dykes de porphyre feldspathique (2694 ± 2 Ma; Wong et al., 1991) calco-alcalin retrouvé au gisement Sigma-Lamaque indiquent la présence d'un magmatisme bimodale et/ou la présence de deux sources magmatiques distinctes.

Les âges de cristallisation U-Pb obtenus dans cette étude pour les diorites leucocrate ($2684 \pm 1,2$ Ma), intermédiaire ($2685 \pm 0,9$ Ma) et mélanocrate (âge minimal de $2680,1 \pm 4,0$ Ma), qui composent la Cheminée Triangle, s'inscrivent clairement dans le groupe des intrusions syntectoniques. Elles sont d'ailleurs localement foliées et hôtes du réseau de veines de quartz-carbonate-tourmaline aurifère. Il a été démontré au chapitre 2 que les intrusions qui composent la Cheminée Principale de la mine Lamaque et celles de la Cheminée Triangle montrent des signatures géochimiques similaires. Pour cette raison et puisqu'il ne s'agit pas d'une intrusion alcaline, l'âge retenu pour la diorite mélanocrate est l'âge minimal de cristallisation, soit $2680,1 \pm 4,0$ Ma. La tonalite de Lamaque est la seule intrusion de la Cheminée Principale qui ait été datée par le passé. Jemielita et al. (1989) ont obtenu un âge de cristallisation U-Pb de 2685 ± 3 Ma. Cet âge est identique à celui de la diorite leucocrate de Triangle et confirme le lien comagmatique suggéré par la lithogéochimie entre les intrusions de la Cheminée Principale de Lamaque et la

Cheminée Triangle. Ces résultats indiquent donc que ces intrusions proviennent de la même source, et ont été formées en même temps. De plus, étant donné que ces intrusions sont associées à la même source, les résultats géochronologiques de cette étude suggèrent que les différences compositionnelles décrites précédemment sont causées par des processus de différenciation magmatique, effectif dans le secteur Sigma-Lamaque vers 2685 Ma. À l'échelle de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, ces âges de cristallisation sont cohérents avec la mise en place d'intrusions de composition dioritique à tonalitique vers 2685 Ma rapportées par Robert (2001). Malgré les problèmes de pertes au plomb avec la diorite mélanocrate et son âge de cristallisation U-Pb moins précis, l'âge minimal obtenu est cohérent avec celui des autres diorites de Triangle. De plus, l'analogie entre la diorite mélanocrate et la diorite à amphibole de Lamaque ainsi que les relations de chronologie relative suggèrent que ces deux unités sont plus vieilles que la diorite leucocrate de Triangle et la tonalite de Lamaque. Il est donc raisonnable de penser que les intrusions du secteur Sigma-Lamaque sont plus vieilles que les intrusions alcalines d'âge Timiskaming (2680 – 2672 Ma) retrouvées dans le secteur de Malartic (2677 – 2678; De Souza, 2015) et de Duparquet (Robert, 2001) qui sont aussi typiquement plus proximales aux grandes structures. Ces intrusions sont d'ailleurs communément mises en place dans les roches sédimentaires du Timiskaming ou les laves ultramafiques du Groupe de Piché, à l'intérieur des zones de faille majeure Larder Lake - Cadillac et Destor - Porcupine, ce qui n'est pas le cas des intrusions dans la présente étude. L'âge de ces intrusions indique que la déformation principale et le réseau de veines de quartz-carbonate-tourmaline présent dans le secteur à l'étude est plus jeune que 2685 Ma.

Le secteur de Sigma-Lamaque possède un historique magmatique complexe incluant des intrusions d'affinité calco-alcaline à tholéiitique. Cette activité magmatique s'est poursuivie sur une période de plus de 20 Ma et a joué un rôle passif fondamental dans la formation des gisements orogéniques présents dans le secteur de Val-d'Or puisqu'ils sont hôtes de la majeure partie des zones aurifères à la mine Lamaque et aux gisements Triangle et Cheminée No. 4.

7.4 Assemblage minéralogique et textures des veines aurifères

L'étude détaillée de la minéralogie des veines a mis en évidence que l'assemblage minéralogique des veines aurifères à pendage modéré et subverticale des gisements Triangle et Cheminée No. 4 est identique. Il s'agit essentiellement de veines composées de quartz, carbonate et de tourmaline. D'ailleurs, les proportions des phases minérales qui composent ces veines sont généralement semblables, sauf dans le cas des veines à texture bréchique où la tourmaline et les carbonates sont plus abondants. Ces caractéristiques minéralogiques ont également été soulignées à la mine Sigma (Robert et Brown, 1986b) et à la mine Lamaque (Daigneault et al., 1983). Celles-ci sont situées à moins de 2,5 km des gisements Triangle et Cheminée No. 4 et de toute évidence font partie du même vaste système hydrothermal aurifère. Plusieurs auteurs (p.ex., Sauvé et al., 1993; Couture et al., 1994; Robert, 1994), décrivent que cet assemblage minéralogique des veines aurifères est caractéristique des gisements d'or filoniens situés à l'est du Lac de Montigny dans le camp minier de Val-d'Or. Selon Robert (1994), le réseau filonien formé par les veines de quartz-carbonate-tourmaline aurifères se distingue par l'uniformité de ces caractéristiques hydrothermales sur une superficie d'environ 40 x 15 km (figure 7.3), et définit par le fait même un champ filonien produit par un seul système hydrothermal de grande dimension.

La texture laminée, essentiellement documentée dans les veines aurifères à pendage modéré en remplissage de faille au gisement Triangle, est en tout point similaire à celle documentée par Daigneault (1983), Robert (1983) et Robert et Brown (1986a, b) sur le gisement Sigma-Lamaque. Cette texture est mise en évidence par une alternance de rubans (laminés) de quartz et de matériel hydrothermal qui représentent des épisodes répétés d'ouvertures et de remplissage le long de plans de glissement. Bien que la Cheminée No. 4 soit associée au même système hydrothermal que les gisements Triangle et Sigma-Lamaque, les veines aurifères à pendage modéré montrent surtout des textures bréchiques. Cette particularité, documentée à la Cheminée No. 4, demeure néanmoins sans réponse définitive. Les brèches développées dans les zones de cisaillement discrètes à la Cheminée No. 4 suggèrent toutefois un mode de formation différent. Les caractéristiques structurales et texturales documentées dans ce type de veines

suggèrent un rôle prédominant de la pression des fluides, une implosion de la roche fracturée et une précipitation du matériel hydrothermal dans l'espace entre les fragments sub-anguleux. Il semble que ce phénomène ne se soit pas produit de façon répétée ni avec un déplacement significatif expliquant ainsi l'absence de texture laminée, caractéristique des veines en remplissage de faille à Triangle.

En ce qui concerne les veines aurifères subhorizontales, nos observations aux gisements Triangle et Cheminée No. 4 appuient celles de Daigneault (1983), Daigneault et al. (1983), Robert (1983) et Robert et Brown (1986a, b) au gisement Sigma-Lamaque. En effet, la présence de cristaux allongés de tourmaline et/ou de cristaux de carbonate développés principalement perpendiculairement aux épontes des veines (parallèlement à la direction d'ouverture principale; linéation d'étirement) suggèrent que ces veines se sont développées par croissance dans un espace (fracture) libre «*open-space filling*». Contrairement aux interprétations de Daigneault (1983), Daigneault et al. (1983), Robert (1983) et Robert et Brown (1986b), les textures documentées dans les veines subhorizontales aux gisements Triangle et Cheminée No. 4 ne suggèrent pas que ces veines se soient majoritairement formées suite à des épisodes répétés d'ouvertures et de remplissages. Selon cette étude, il s'agit principalement de veines à textures massives. Bien que la texture rubanée ait aussi été documentée, celle-ci est moins commune.

L'étude des veines aurifères des gisements Triangle et Cheminée No. 4 a aussi permis de souligner que la formation des veines aurifères s'est faite dans une période tardive lors de la phase principale de déformation en raccourcissement et est associée à une déformation progressive dans un système actif. Ces éléments sont indiqués par : 1) les caractéristiques primaires du réseau filonien et des structures hôtes qui sont conservés et n'ont pas subi de surimposition postérieure à la phase de déformation principale, 2) la présence de fragments d'épontes altérés, foliés et allongés incorporés dans les veines, et 3) le mouvement inverse à composante principale pendage souligné par les stries de faille sur les bandes de tourmaline dans les veines laminées. Ce même constat a été fait pour l'ensemble du champ filonien de veines de quartz-carbonate-tourmaline aurifères dans

le camp minier de Val-d'Or (Daigneault et al., 1983; Robert et Brown, 1986b; Couture et al., 1994; Robert, 1994). Cette déformation progressive et continue est observable dans les veines aurifères que nous avons documentées sur les gisements Triangle et Cheminée No. 4. Elle se manifeste dans l'ensemble des veines que nous avons observées et décrites au microscope optique, entre autres, par des phénomènes de recristallisation d'intensité variable (essentiellement enregistrés par le quartz et les carbonates). Les macles de déformation et les plans de dislocation produits confirment qu'il s'agit d'effets tectoniques liés à la déformation progressive des minéraux qui composent les veines. La déformation et la recristallisation des veines aurifères semblent avoir joué un rôle important sur la minéralisation. Une grande partie de l'or et des tellurures introduits dans les veines aurifères des gisements Triangle et Cheminée No. 4 occupent les bordures recristallisées ou les microfractures des grains de quartz, bien que l'or soit aussi sous la forme de fines inclusions dans les grains de pyrite. Daigneault (1983) Daigneault et al. (1983), Robert (1983) et Robert et Brown (1986b) ont documentés une distribution similaire de l'or et des tellurures dans le gisement Sigma-Lamaque.

7.5 Signature géochimique des enveloppes d'altération hydrothermale

Ridley et Diamond (2000) ont mis en évidence que tous les gisements aurifères orogéniques (archéens à phanérozoïques) sont typiquement formés par des fluides hydrothermaux de faible salinité essentiellement composé de $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{S} \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$, et ce, indépendamment du grade métamorphique et de la composition des roches dans lesquelles ces gisements se sont mis en place. De plus, il est communément interprété que ces fluides ont un pH neutre voir légèrement basique (Robert et Kelly, 1987; Mikucki et Ridley, 1993; Ridley et al., 1996; Goldfarb et al., 2005; Goldfarb et Groves, 2015) et qu'ils transportent l'or sous forme de complexes bisulfurés (p.ex., Seward, 1989). Groves et al. (1998) rapportent qu'au faciès des schistes verts, l'interaction entre ce type de fluide minéralisateur et les roches encaissantes se traduit par la formation de bordures d'altération latéralement zonées, et est caractérisée par des apports significatifs en CO_2 , S, K \pm Na dans les épontes des veines. La transition marquée entre les zones d'altérations distales et proximales aux gisements Triangle et Cheminée No. 4, et les échanges chimiques entre les fluides

hydrothermaux aurifères et les roches encaissantes présentées au tableau 6.1, concordent avec les interprétations de Groves et al. (1998). D'ailleurs, les assemblages minéralogiques qui caractérisent les zones d'altérations hydrothermales distales et proximales documentées dans les gisements Triangle et Cheminée No. 4 (annexe F) sont typiques des gisements aurifères orogéniques encaissés par des roches métamorphiques au faciès des schistes verts décrits dans la littérature (Eilu et al., 1999).

Par ailleurs, il est connu que la composition chimique des lithologies hôtes des gisements aurifères orogéniques exerce une influence importante sur les assemblages minéralogiques développés à l'intérieur des zones d'altération hydrothermale (Böhlke, 1989; Groves et al., 1998; Eilu et al., 1999; Dubé et Gosselin, 2007). La présence d'altération hydrothermale en partie différentes documentées dans les gisements Triangle (+K, -Na) et Cheminée No. 4 (+K, +Na) est compatible avec ce concept. D'autre part, selon Mikucki et Ridley (1993), la présence de micas blancs et la coexistence combinée des micas blancs et de l'albite d'origine hydrothermale, comme documentée dans les zones d'altération des gisements Triangle et Cheminée No. 4 respectivement, indique que les conditions du système hydrothermal à l'origine de ces minéralisations étaient près de l'équilibre entre ces deux phases (mica blanc et albite).

Diverses possibilités peuvent expliquer le comportement différent du Na dans les échanges entre les fluides hydrothermaux et les roches encaissantes à l'intérieur des zones d'altération hydrothermale reconnues dans les gisements Triangle et Cheminée No. 4. En considérant des conditions typiquement admises pour des fluides aurifères de type orogénique au faciès des schistes verts, soit des températures de l'ordre de 300 à 400°C et des pressions entre 1 et 2,5 Kbar (Robert et Kelly, 1987; Ridley et Diamond, 2000; Goldfarb et al., 2005), Mikucki et Ridley (1993) ont démontré que de légères variations dans les conditions d'oxydo-réduction des fluides aurifères peuvent alternativement favoriser la stabilité de l'albite et du mica blanc (figure 7.4). De son côté, Böhlke (1989) indique que la stabilité du mica blanc et de l'albite est sensible aux variations de température et de pression pour des conditions de fluides entre 275 - 375°C et 1 – 3 Kbar (figures

7.5a et b). Robert et Kelly (1987) rapportent des conditions de température (300 – 400°C) et de pression (2 Kbar) similaires pour les fluides à l'origine de la minéralisation aurifère au gisement Sigma-Lamaque. Considérant que le même système hydrothermal est à l'origine de la formation des gisements Triangle, Cheminée No. 4 et Sigma-Lamaque (tous retrouvés sur une distance < 2,5 km; figure 1.11) ces conditions doivent donc être sensiblement les mêmes. Une possibilité alors envisageable est que les conditions physicochimiques locales du système hydrothermal aurifère aient favorisé la formation de mica blanc au gisement Triangle et la formation simultanée (ou alternative) de mica blanc et d'albite à la Cheminée No. 4. La prédominance de veines subhorizontales et la texture typiquement bréchique des veines développées dans les zones de cisaillement discrètes à pendage modéré à la Cheminée No. 4 supportent l'idée que les conditions de pression des fluides à l'origine du réseau filonien des gisements Triangle et Cheminée No. 4 aient été différentes. Par ailleurs, la présence caractéristique et singulière de fines inclusions d'hématite dans la zone d'altération proximale «rougeâtre» à la Cheminée No. 4 est une particularité qui demeure ambiguë. Bien qu'il aurait été nécessaire d'avoir le ratio $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ afin de déterminer avec certitude à quelle série magmatique, à magnétite ou à ilménite, les cheminées Triangle et No. 4 correspondent (Ishihara, 1981), la susceptibilité magnétique et la présence de titanomagnétite dans le gabbro «non-altéré» à la Cheminée No. 4 suggèrent qu'il s'agit d'une intrusion de la série à magnétite, contrairement à la Cheminée Triangle où la magnétite et la titanomagnétite sont absentes et où les oxydes sont essentiellement de l'ilménite (Ishihara, 1977, 1981). Dans cet ordre d'idée, il est cohérent de proposer que la composition chimique des roches hôtes de la minéralisation ait induit des variations locales dans les conditions d'oxydo-réduction des fluides aurifères. Une interprétation plausible est que la nature oxydante du gabbro hôte de la minéralisation à la Cheminée No. 4 ait causé une oxydation locale des fluides hydrothermaux aurifères dans les bordures d'altération proximales des veines aurifères et ainsi induit la précipitation de fines inclusions d'hématite dans les plagioclases.

Le même système hydrothermal est à l'origine des gisements Triangle et Cheminée No. 4. Les différences minéralogiques reconnues dans les assemblages d'altération hydrothermale développées en bordure des veines aurifères peuvent donc s'expliquer par :

- 1) des variations physicochimiques locales des fluides hydrothermaux aurifères, et/ou
- 2) des variations chimiques dans la composition des roches encaissantes qui ont réagi avec le fluide hydrothermal.

7.6 Modèle de formation

Les gisements Triangles et Cheminée No. 4 sont associés à des intrusions d'âges différents. Les diorites porphyriques calco-alcalines leucocrate et intermédiaire de Triangle ont livré des âges de cristallisation U-Pb respectifs de $2684,2 \pm 1,2$ Ma (cette étude) et $2685,5 \pm 0,9$ Ma (cette étude) alors que le gabbro de la Cheminée No. 4 a livré un âge de $2693,22 \pm 4,7$ Ma (cette étude). Néanmoins, le développement du réseau filonien aurifère de ces deux gisements est associé au même régime de déformation progressive et continue, qui correspond à la phase de déformation principale en raccourcissement. En accord avec les observations décrites précédemment, le modèle de formation proposé pour les gisements Triangle et Cheminée No. 4 est divisé en trois étapes qui sont décrites dans les sections suivantes et présentées de façon schématique aux figures 7.6 à 7.8. Bien que les schémas associés à ces trois étapes représentent des instantanés dans le temps, il est nécessaire de mentionner qu'ils font partie d'un seul et même processus de déformation progressive et continue.

7.6.1 Étape 1 : Stade précoce de la déformation principale en raccourcissement

La première étape dans la formation des gisements Triangle et Cheminée No. 4 (figure 7.6) est associée au développement de fractures de cisaillement et de cisaillement-extension à caractère fragile. Ces fractures sont initiées à l'intérieur des intrusions, qui constituent des corps compétents et favorisent une réponse initiale plutôt «cassante» lors de l'amorce de la déformation. L'attitude de ces fractures répond aux critères de Mohr-Coulomb (p.ex., Robert et Poulsen, 2001) et

est contrôlée par la position des axes de déformation principaux associés à la phase de déformation principale en raccourcissement d'orientation nord-sud. Par rapport à l'axe de raccourcissement maximal «Z» subhorizontal, l'orientation des fractures de cisaillement est d'environ 30° alors que celle des fractures de cisaillement-extension est $< 30^\circ$. De plus, la géométrie et la composition des intrusions influencent la géométrie des fractures initialement produites. À titre d'exemple, l'absence d'un système de fractures de cisaillement conjugué pourrait être expliquée par la forte plongée ($75 - 80^\circ$) des intrusions cylindriques ce qui ne favorise pas ce mode de fracturation.

7.6.2 Étape 2 : Paroxysme de la déformation principale en raccourcissement

La deuxième étape (figure 7.7) se produit temporellement près du paroxysme de la déformation principale en raccourcissement nord-sud. À cette étape, les zones de cisaillement ductiles-fragiles ont déjà commencé à se développer, et continuent à se former progressivement le long des plans de faiblesse (fractures) développés à l'étape précédente. Une possibilité à envisager est que le raccourcissement subhorizontal, qui s'intensifie suivant l'amorce des fractures à l'étape précédente, ait engendré une subverticalisation progressive de ces structures.

Dans le cas du gisement Triangle, l'information géologique obtenue des forages indique que les zones de cisaillement se caractérisent par des mouvements inverses qui déplacent les contacts lithologiques sur plusieurs mètres (jusqu'à 100 m au niveau de la C4). Ces mouvements inverses ont été le mécanisme principal de réponse au raccourcissement subhorizontal effectif. Les roches ont néanmoins enregistré des déplacements verticaux comme en témoignent les fractures d'extension subhorizontales à fort angle par rapport à l'axe «X» d'étirement principal de l'ellipsoïde de déformation.

À la Cheminée No. 4, les données de forage indiquent clairement que les déplacements le long des zones de cisaillement à pendage modéré ne sont pas aussi significatifs. Les contacts de l'intrusion et des roches encaissantes ne sont pas déplacés le long de ces zones de cisaillement.

Ainsi, plutôt que d'être accommodé par des mouvements inverses significatifs, le raccourcissement subhorizontal enregistré par l'intrusion se traduit principalement par la formation d'un jeu de fractures d'extension subhorizontales à fort angle par rapport à l'axe «X» d'étirement principal de l'ellipsoïde de déformation. De plus, il est possible que le cisaillement «vertical» de 2ème ordre forme à cette étape un réseau interconnecté avec les zones de cisaillement à pendage modéré et contribue à augmenter la perméabilité du réseau de fractures présent dans le secteur des deux gisements.

Dans le cas des gisements Triangle et Cheminée No. 4, la plongée subverticale des intrusions a exercé une influence sur le développement des fractures d'extension subhorizontales. En effet, la projection stéréographique de l'ensemble des mesures de veines à partir des forages orientés (figures 7.1a et b) montre que le pôle de veines subhorizontales se superpose à la fois aux mesures de la linéation d'étirement mais aussi à la plongée des intrusions.

7.6.3 Étape 3 : Phase tardive durant la déformation principale en raccourcissement

La troisième étape du modèle (figure 7.8) correspond à la mise en place des veines de quartz-carbonate-tourmaline aurifères. Cette étape se produit simultanément avec l'étape précédente ou très rapidement après l'initiation de l'étape précédente et est associée à une phase un peu plus «tardive» dans la déformation principale en raccourcissement subhorizontal encore active. Les minéraux d'altération hydrothermale remplacent d'ailleurs les minéraux métamorphiques.

Le développement des veines de quartz-carbonate-tourmaline aurifères se fait dans un régime où la pression des fluides est élevée et implique plusieurs épisodes d'ouverture et de remplissage. À cet égard, le modèle de «*fault valve*» proposé par Sibson et al. (1988) et repris par Cox (2016) implique une fluctuation cyclique de la pression des fluides qui devient, par moment, plus élevée que la pression lithostatique de la colonne de roches permettant alors le remplissage des fractures subhorizontales par le fluide hydrothermal pour former les veines en extension. Un tel

modèle est compatible avec le modèle de formation proposé pour les gisements Triangle et Cheminée No. 4, basé sur les observations provenant de la présente étude. Il est d'ailleurs raisonnable de penser que les fluctuations cycliques de la pression des fluides hydrothermaux et la formation de pyrite, qui déstabilise les complexes bisulfurés qui transportent l'or (Goldfarb et al., 2005), sont des mécanismes efficaces pour expliquer la précipitation de l'or dans les gisements Triangle et Cheminée No. 4.

Certains éléments ont toutefois des implications importantes sur la mise en place du système filonien aurifère :

- Les relations de recoupement mutuel entre les veines à pendage subhorizontal et les veines à pendage modéré indiquent que la formation de ces deux types de veines est contemporaine.
- Les stries de failles présentes sur les plans de glissement à l'intérieur des veines à pendage modéré ont enregistré le même mouvement inverse que les zones de cisaillement qui contiennent les veines. Ces stries sont subparallèles à la linéation d'étirement mesurée sur les plans de la schistosité S_p . Les stries de faille indiquent que la déformation à mouvement dominant inverse était active lors du développement du réseau filonien.
- La présence de fragments d'épontes altérées et déformés à l'intérieur des veines de quartz-carbonate-tourmaline aurifère est compatible avec une mise en place du réseau filonien dans un système de déformation active.
- À la Cheminée No.4, les veines à texture typiquement bréchique dans les zones de cisaillement à pendage modéré et la signature sodique de l'altération développée sont des éléments qui suggèrent une pression des fluides plus élevée en comparaison avec le gisement Triangle.
- Les caractéristiques primaires du réseau filonien et des structures hôtes des gisements Triangle et Cheminée No. 4 sont dans l'ensemble préservées, et n'ont pas subi de surimposition postérieure à la phase de déformation principale. Le réseau filonien ne présente pas d'évidence de plissement ou de déplacement significatif par des failles tardives.

7.7 Guides pour l'exploration aurifère

Les gisements d'or dans le camp minier de Val-d'Or sont en grande partie associés au champ filonien à quartz-carbonate-tourmaline, développé tardivement lors de la phase de déformation principale en raccourcissement (Couture et al., 1994; Robert, 1994; Gaboury et al., 2001; Dubé et Gosselin, 2007). Ces gisements aurifères sont systématiquement distribués du côté nord et le long de la Faille de 1^{er} ordre de Larder Lake – Cadillac (Robert, 1994; Dubé et Gosselin, 2007, Poulsen, 2017), qui constitue le drain hydrothermal régional et qui permet l'acheminement vertical des fluides aurifères d'origine métamorphique dans un modèle de gisement orogénique (Goldfarb et al., 2005). Ces fluides aurifères sont néanmoins redistribués plus localement par les drains subsidiaires, qui correspondent aux failles de 2^{ème} et 3^{ème} ordres (Robert, 1990; Robert et al., 1995) avec lesquelles les gisements sont principalement associés. Tel que souligné par Robert (1994), l'uniformité des caractéristiques hydrothermales, mais surtout structurales, des gisements aurifères associés au champ filonien à quartz-carbonate-tourmaline sur une superficie d'environ 40 x 15 km dans le secteur de Val-d'Or suggère la présence d'un même système hydrothermal très fertile et de grande envergure.

Le secteur du gisement Sigma-Lamaque (zone d'étude) se caractérise par de nombreuses intrusions de forme et dimensions variées (dykes, cheminées) mais aussi de compositions (felsique à mafique) et d'affinités (calco-alcaline à tholéiitique) variables. On y reconnaît essentiellement des porphyres feldspathiques, des porphyres feldspathiques quartzifères, des diorites porphyriques, des tonalites et des gabbros (Daigneault et al., 1983; Robert et Brown, 1986a; Pilote et al., 2000; cette étude). Ces intrusions se sont mises en place à différents moments dans l'histoire géologique du secteur et témoignent d'un système magmatique complexe qui s'étend sur une période d'environ 20 Ma. La diorite porphyrique précoce (2704 ± 3 Ma, Wong et al., 1991) et la diorite leucocrate ($2684,2 \pm 1,2$ Ma, cette étude) sont respectivement la plus vieille et la plus jeune intrusion datée du secteur. Dans l'ensemble, ces intrusions produisent un bâti rigide, favorable à la formation de pièges structuraux pour la minéralisation aurifère. D'ailleurs, les gisements connus montrent une forte association spatiale avec les intrusions répertoriées. Les relations de chronologie relative et les

âges de cristallisation obtenus lors de cette étude indiquent clairement que les intrusions hôtes de la minéralisation ont joué un rôle essentiellement passif. Il n'y a pas d'évidence de contribution magmatique directe dans la formation du fluide hydrothermal aurifère responsable pour la formation du réseau de veines de quartz-carbonate-tourmaline aurifères.

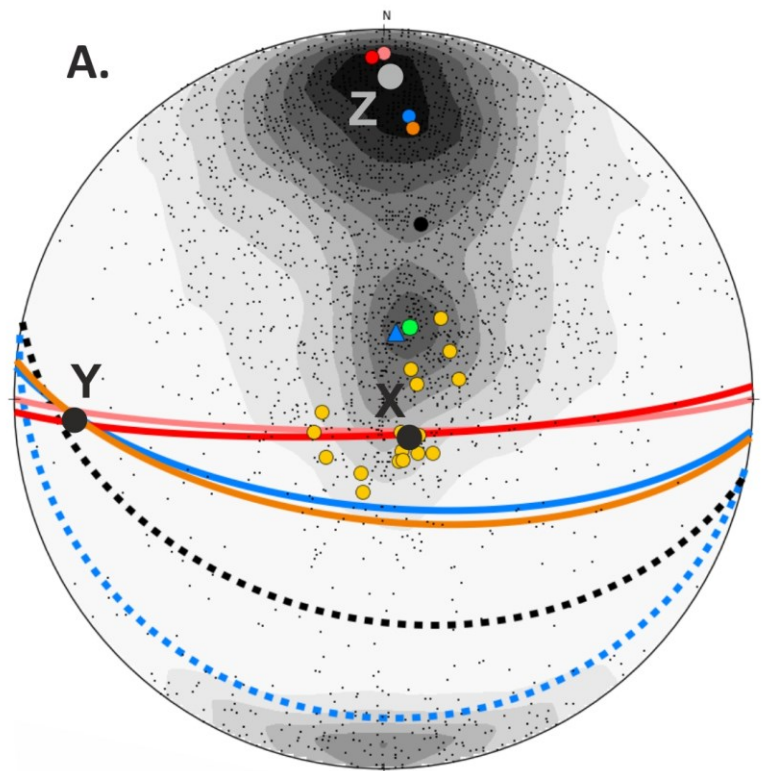
Les paramètres principaux dans le système aurifère du secteur Sigma-Lamaque, et par le fait même les critères d'intérêt pour ce type de minéralisation sont :

- 1) L'abondance d'intrusions compétentes de compositions variées associées à un magmatisme prolongé (2704-2684 Ma). Ces intrusions forment un bâti structural rigide. Elles possèdent une réponse cassante à la déformation et induisent des contrastes de compétence importants avec les roches encaissantes. Les intrusions favorisent ainsi le développement d'un réseau de fractures et de zones de cisaillement qui contribue à la perméabilité du système, et dans lesquelles le fluide hydrothermal pourra circuler et précipiter l'or. Dans le même ordre d'idée, la présence d'anisotropie est un élément critique à reconnaître (p.ex., les dykes G à la mine Sigma [Robert, 1983] ou encore les dykes associés aux gisements dans le Batholite de Bourlamaque [Belkadir et al., 1993]). Ces anisotropies ont la capacité de contrôler le développement du bâti structural (des zones de cisaillement) et également d'exercer une influence (réfraction) locale sur les axes principaux («X», «Y» et «Z») de déformation (Robert et al., 1994).
- 2) La présence de zones de cisaillement est-ouest ayant enregistrées un mouvement vertical inverse, qui témoigne d'un développement contemporain à la phase de déformation principale en raccourcissement nord-sud.
- 3) La présence d'un système hydrothermal fertile, avec une grande quantité de fluides aurifères disponibles pour circuler à l'intérieur de ces structures de 2^{ème} et 3^{ème} ordres.

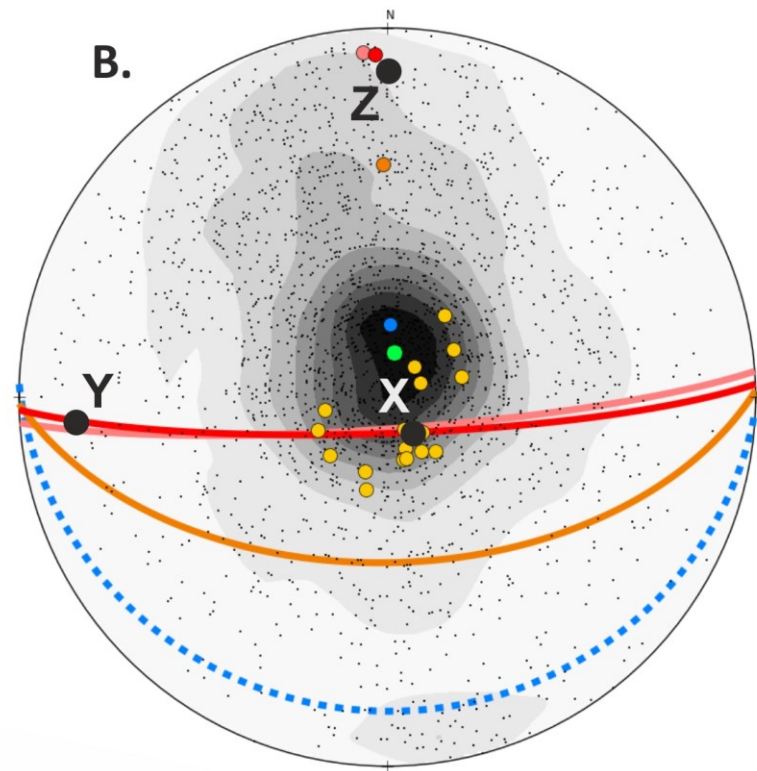
Par ailleurs, notre étude des gisements Triangle et Cheminée No. 4 a permis de souligner que l'expression du système hydrothermal, c'est-à-dire la signature chimique des altérations

développées, l'organisation et les textures des familles de veines aurifères sont des éléments qui dépendent grandement de l'environnement géologique immédiat des gisements. La composition chimique et la géométrie des roches encaissantes ainsi que la nature des unités lithologiques en contact sont des paramètres importants à considérer dans l'élaboration d'un modèle géologique, et ce, à tout stade de développement d'un projet minier voire même d'un chantier d'exploitation. Ces paramètres peuvent permettre d'expliquer la présence de variations locales qui pourraient être faussement attribuées à des modèles génétiques différents. Le paramètre le plus important dans le secteur à l'étude est la présence d'intrusions. Le gisement de classe mondiale Sigma-Lamaque, la découverte des gisements Triangle et Cheminée No. 4, la proximité de la Faille de Larder Lake - Cadillac et l'étendue de l'altération hydrothermale dans le secteur témoignent de la présence d'un vaste système hydrothermal fertile. La compétence des intrusions permet de développer un réseau de fractures dans lequel les fluides hydrothermaux orogéniques peuvent circuler et former le réseau de veines de quartz-carbonate-tourmaline aurifères. Enfin, le dernier paramètre mis en évidence par cette étude, et également par les nombreux travaux dans le secteur de Val-d'Or (entre autres : Daigneault, 1983; Daigneault et al., 1983; Robert, 1983; Robert et Brown, 1986b; Robert, 1990; Sauvé et al., 1993; Couture et al., 1994), est l'absence généralisée d'évidence d'une déformation post-minéralisation surimposée (ou enregistrée) sur le champ des veines de quartz-carbonate-tourmaline aurifères. Il s'agit d'un élément primordial, qui rend la géométrie des veines prévisibles selon l'orientation des axes de l'ellipsoïde de déformation lors de la phase de déformation principale en raccourcissement qui est à l'origine du réseau filonien contenant les zones aurifères.

FIGURES DU CHAPITRE 7



- Mesures de la linéation d'étirement (sous-terre; n = 17)
- Plongée de la Cheminée Triangle (forages orientés)
- Pôle et plan moyen des mesures Sp (sous-terre; n = 24)
- Pôle et plan moyen des mesures de Sp (forages orientés; n = 1890)
- Plan moyen des zones de cisaillement «C» (forages orientés)
- Plan moyen (102/40°) des zones de cisaillement «C'» (forages orientés)
- Pôles des mesures de veines (forages orientés; n = 3001)
- Pôle et plan moyen des veines à pendage modéré
- ▲ Pôle et plan moyen des veines subhorizontales



- Mesures de la linéation d'étirement (proviens de Triangle; n = 17)
- Plongée de la Cheminée No. 4 (forages orientés)
- Pôle et plan moyen des mesures Sp (sous-terre; n = 24)
- Pôle et plan moyen des mesures de Sp (forages orientés; n = 263)
- Plan moyen des zones de cisaillement (forages orientés)
- Pôles des veines sub-horizontales (forages orientés; n = 2417)
- Pôle et plan moyen des veines subhorizontales

Figure 7. 1 : Projections stéréographiques des éléments structuraux documentés dans cette étude et interprétations des axes «X», «Y» et «Z» du régime de déformation effectif lors de la formation du réseau filonien aurifère (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur). (A) Gisement Triangle. (B) Cheminée No. 4.

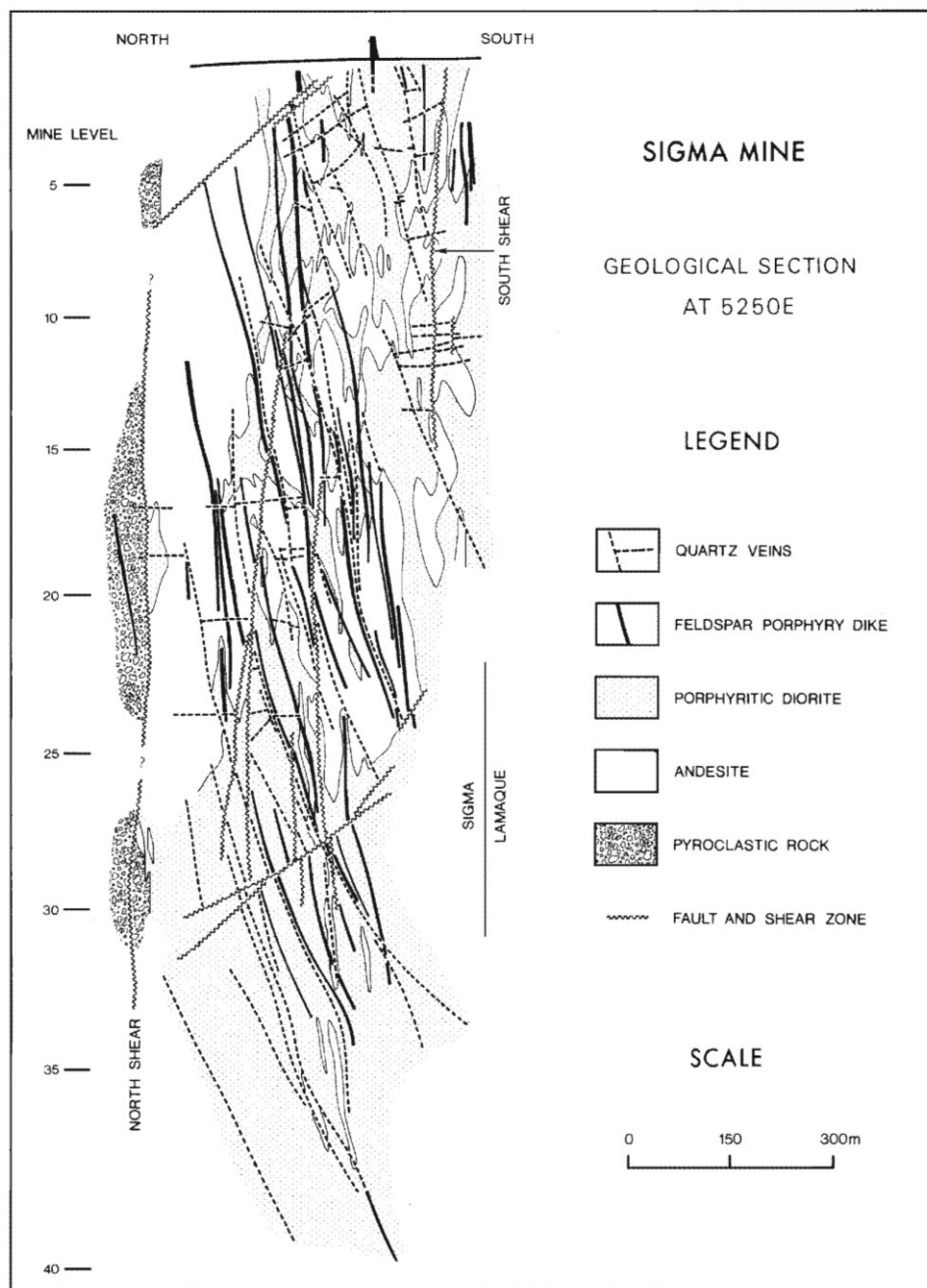


Figure 7.2 : Coupe nord-sud au travers du gisement de la mine Sigma. Tirée de Robert et Brown (1986a).

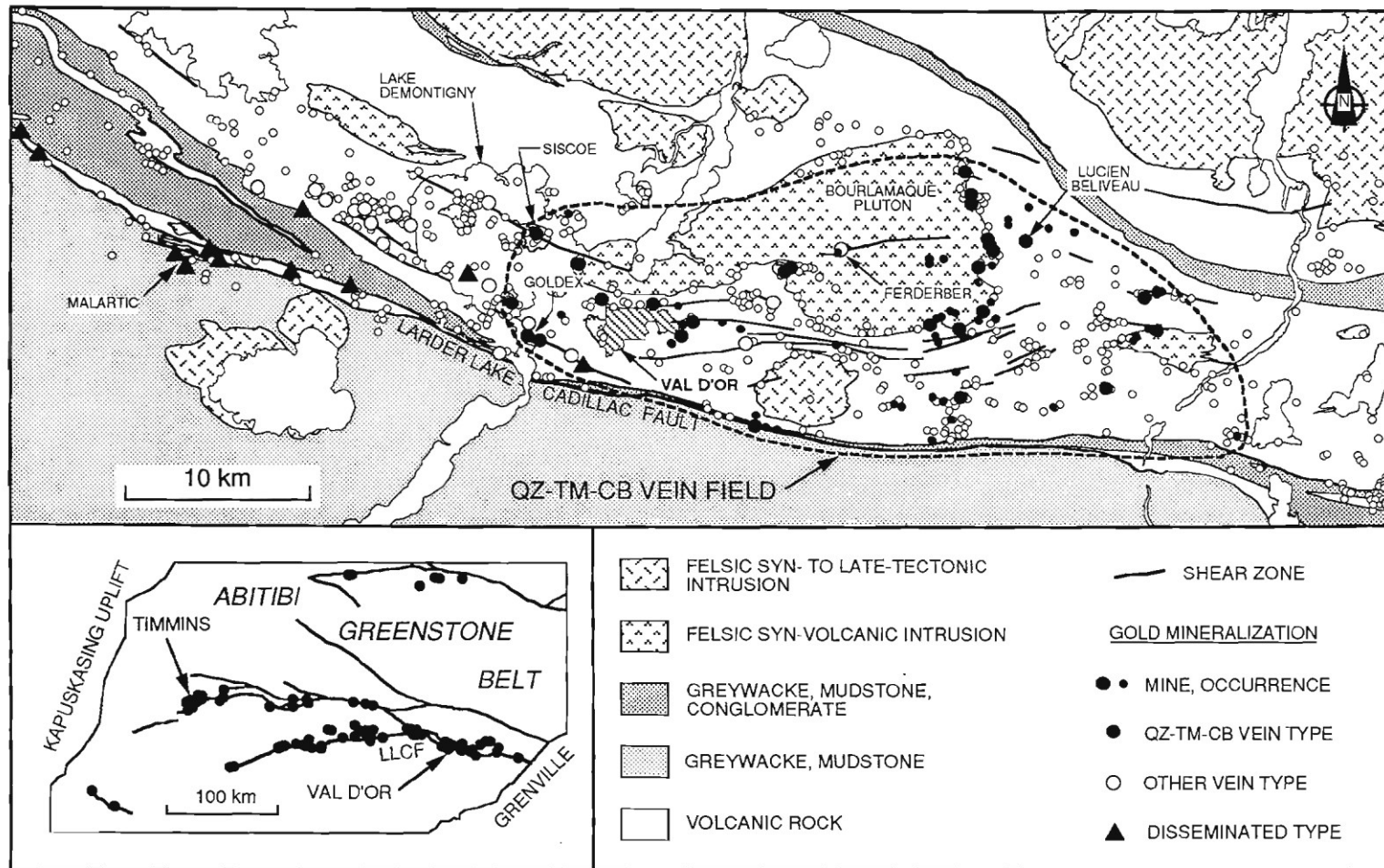


Figure 7. 3 : Géologie simplifiée du camp minier de Val-d'Or. Le champ filonien associé au réseau de veines de quartz-carbonate-tourmaline est représenté par la zone délimitée par les traits pointillés. Tirée de Robert (1994c).

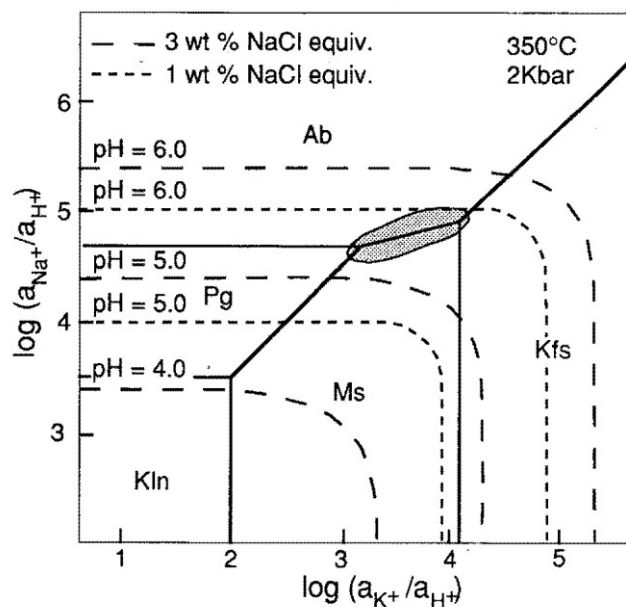


Figure 7. 4 : Influence du pH sur la stabilité de l'albite et de la muscovite pour des fluides hydrothermaux à des températures de 350°C et des pressions de 2 Kbar. Ab = albite, Kfs = feldspath potassique, Kln = kaolinite, Ms = muscovite, Pg = paragonite. Tirée de Mikucki et Ridley (1993).

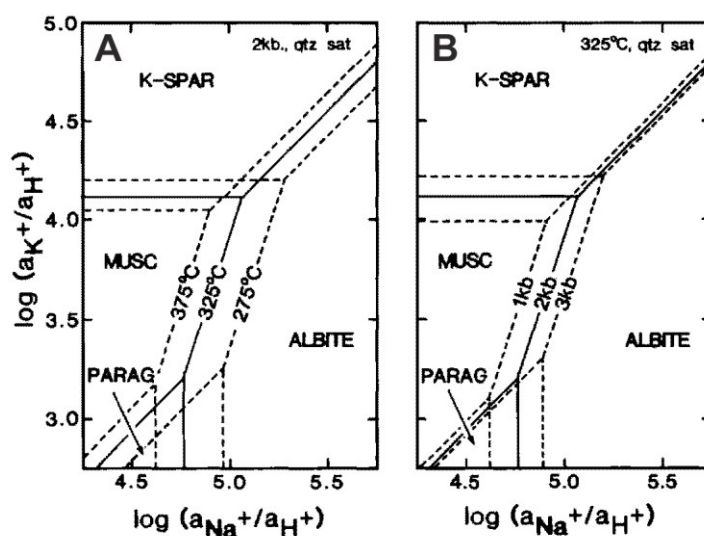


Figure 7. 5 : Champ de stabilité de l'albite et de la muscovite en fonction de (A) variation de température pour des fluides hydrothermaux saturés en quartz à des pressions de 2 Kbar, et (B) variation de pression pour des fluides hydrothermaux saturés en quartz à des températures de 325°C. K-spar = feldspath potassique, Parag = paragonite, Musc = muscovite. Tirée de Böhlke (1989).

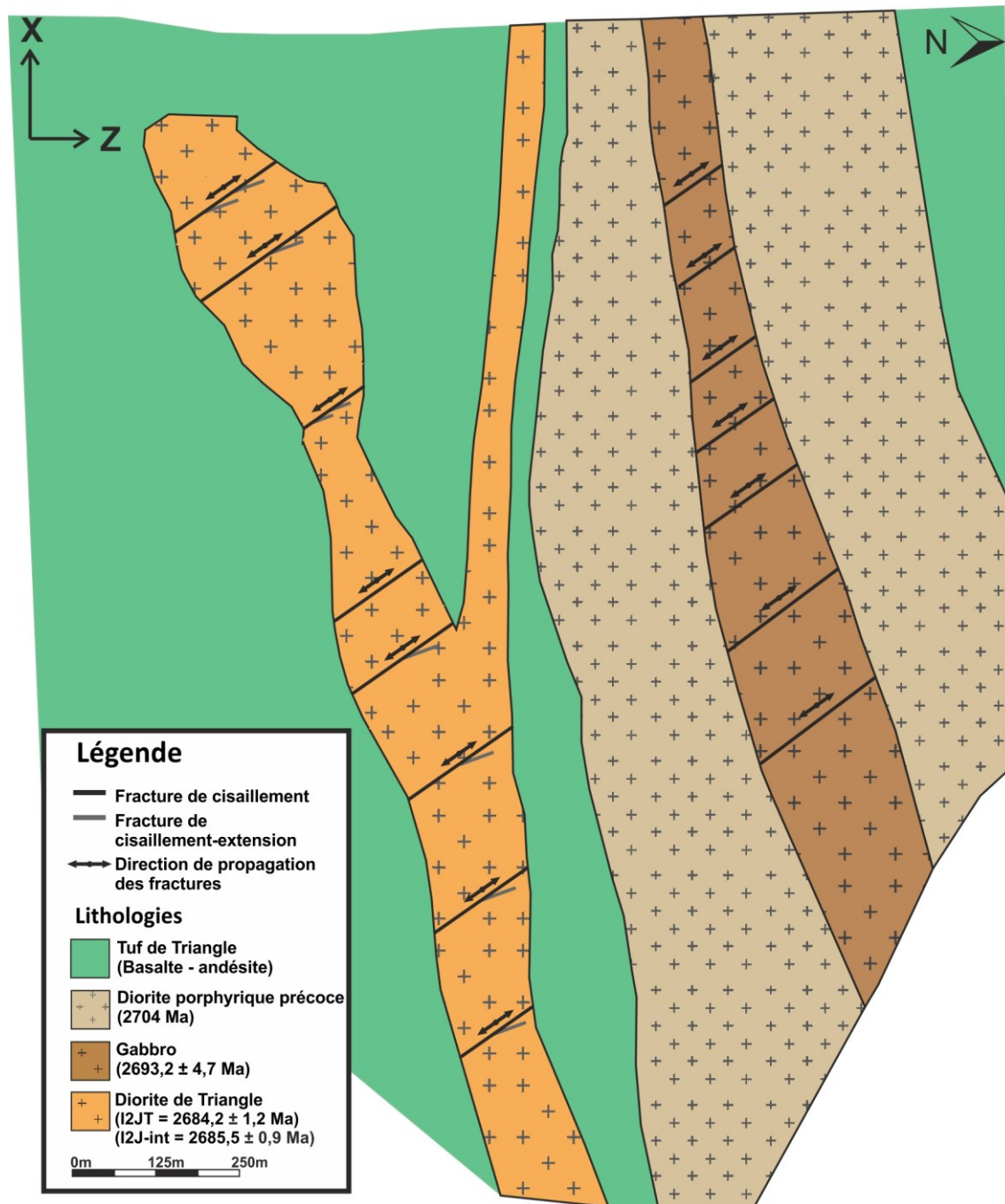


Figure 7. 6 : Modèle de formation - Étape 1: Stade précoce de la déformation principale en raccourcissement.

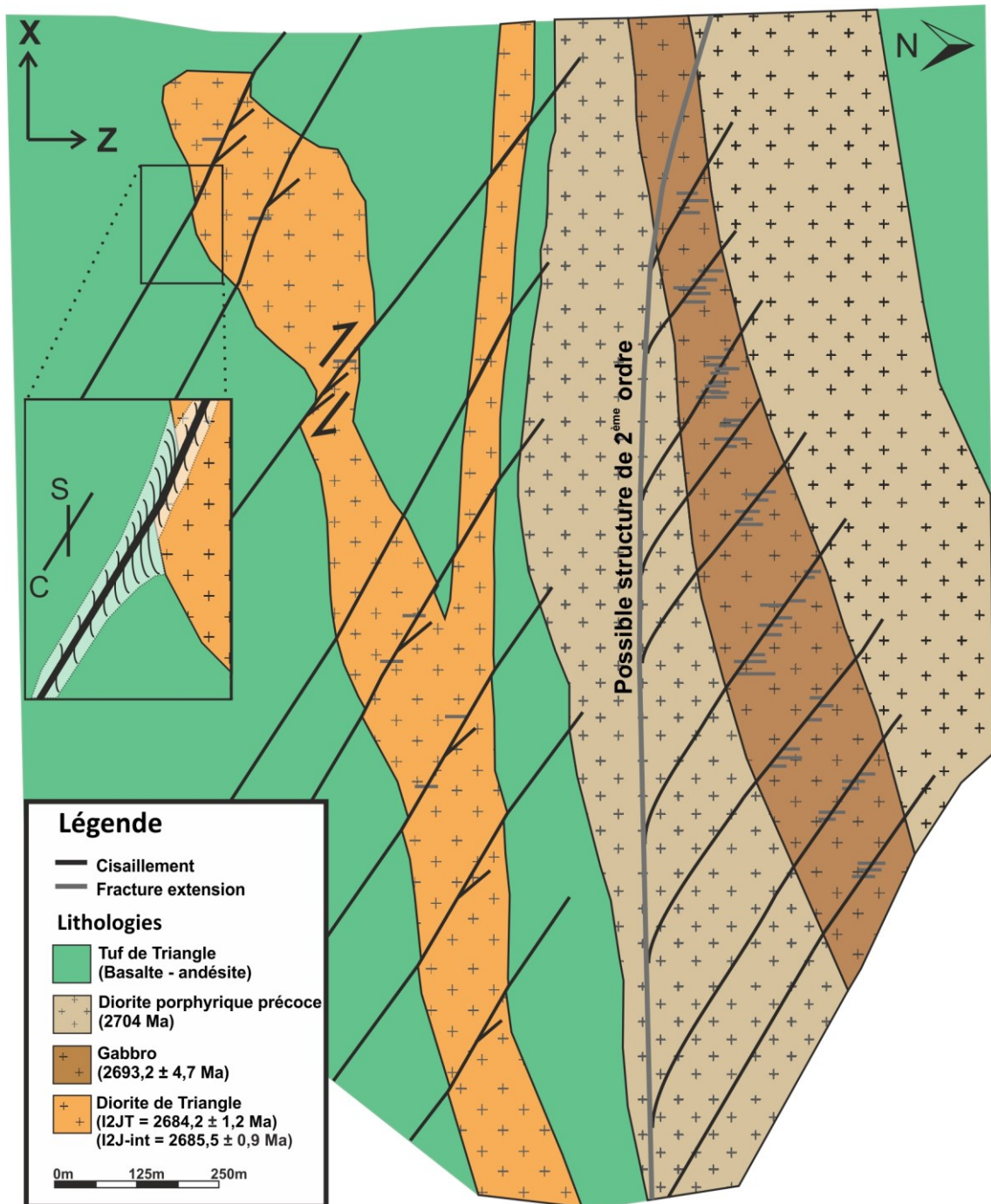


Figure 7. 7 : Modèle de formation – Étape 2: Paroxysme de la déformation principale en raccourcissement.

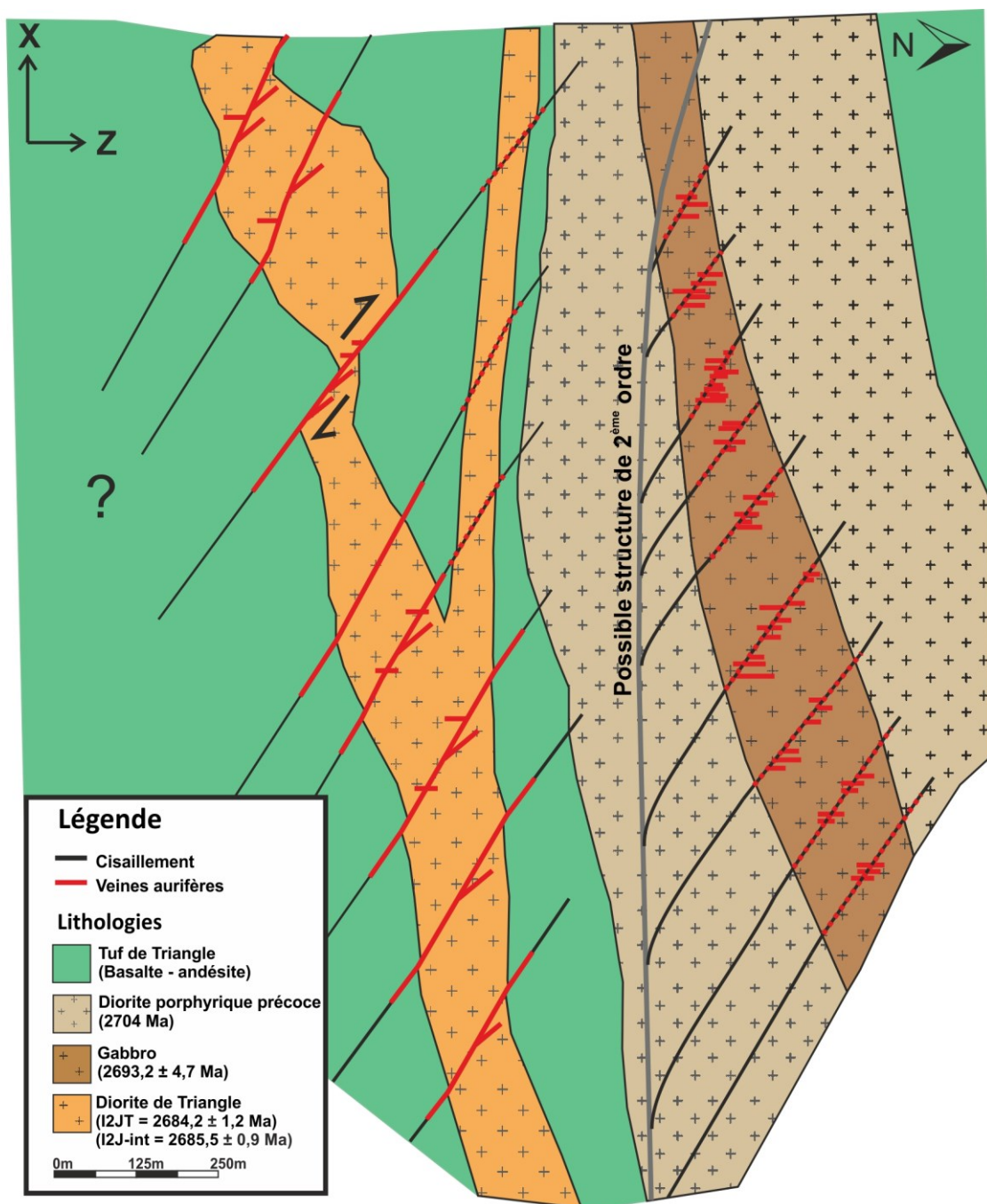


Figure 7. 8 : Modèle de formation – Étape 3 : Phase tardive durant la déformation principale en raccourcissement.

CHAPITRE 8

CONCLUSION

La cartographie et la description des forages, combinées à l'étude pétrographique géochimique et les datations U-Pb sur zircons magmatiques, ont permis de mettre en évidence que les gisements Triangle et Cheminée No. 4, bien que situés à moins de 300 m l'un de l'autre, se sont développés dans des roches intrusives différentes en termes de composition et d'âge. Le gisement Triangle est centré sur une intrusion calco-alkaline multiphasée dont l'âge de cristallisation est de $2684,2 \pm 1,2$ Ma pour la diorite leucocrate et $2685,5 \pm 0,9$ Ma pour la diorite intermédiaire (cette étude). L'intrusion est encaissée par des roches volcaniques (le tuf de Triangle) hôte d'une partie des veines de quartz-carbonate-tourmaline aurifères. Cette intrusion a la même composition et s'est mise en place en même temps que la Cheminée Principale de la mine Lamaque (2685 ± 3 Ma; Jemielita et al., 1989) qui a produite près de 3,7 Moz d'or (Dubé et Gosselin, 2005). Le gisement de la Cheminée No. 4 est plutôt centré sur un gabbro qui a été daté à $2693,2 \pm 4,7$ Ma (cette étude) et qui est encaissé par une diorite porphyrique (précoce). Néanmoins, l'étude structurale a permis de démontrer que le développement du réseau filonien aurifère dans les gisements Triangle et Cheminée No. 4 est associé au même système hydrothermal orogénique et au même régime de déformation, c'est-à-dire à la phase de déformation principale en raccourcissement nord-sud subhorizontal. Les différences dans l'environnement local des gisements Triangle et Cheminée No. 4 ont cependant influencé la réponse au raccourcissement enregistré par les intrusions hôtes, et par le fait même la géométrie et les textures des veines aurifères ainsi que les altérations hydrothermales développées. Le gisement Triangle se caractérise par la présence de zones de cisaillement ductiles-fragiles à mouvement inverse qui ont déplacé les contacts de l'intrusion sur plusieurs dizaines de mètres (voir presque 100 m au niveau de la C4) et à l'intérieur desquelles se sont développées des veines de quartz-carbonate-tourmaline aurifères laminés. À l'opposé, à la Cheminée No. 4, les déplacements le long des zones de cisaillement sont négligeables car les données de forages n'indiquent aucun déplacement des contacts. De plus, les veines à l'intérieur de ces structures ont une texture bréchique. Le raccourcissement enregistré par le gabbro

s'exprime plutôt par le développement d'un réseau de fractures (et veines) d'extension subhorizontal. Cette étude a donc permis de démontrer que les intrusions ont joué un rôle essentiellement passif sur le développement de la minéralisation, et que leur géométrie a exercé un rôle sur le développement et la géométrie des fractures et des veines d'extension subhorizontales hôtes des veines de quartz-carbonate-tourmaline.

L'étude des altérations hydrothermales a mis en évidence des variations dans les assemblages hydrothermaux en réaction au passage des fluides hydrothermaux aurifères à l'intérieur des deux gisements étudiés. Dans le gisement Triangle, l'altération possède une signature potassique alors que dans le cas du gisement Cheminée No. 4 l'altération possède une signature plutôt sodique. Cette étude propose que cette variation est causée par : 1) la composition chimique des roches encaissantes, et 2) des variations locales dans les conditions physicochimiques des fluides hydrothermaux, influencé, du moins en partie, par la réponse des intrusions hôtes et de leurs encaissants à la déformation.

Par ailleurs, l'étude de la minéralogie et de la géométrie des veines aurifères a démontré que ce système filonien s'apparente en tout point au champ des filons de quartz-carbonate-tourmaline développé tardivement durant la déformation principale en raccourcissement subhorizontal qui caractérise le district aurifère de Val-d'Or. De plus, l'absence de déformation tardive significative a permis de préserver les caractéristiques géométriques primaires du réseau filonien. Ainsi, sa géométrie est prévisible et peut donc être utilisée dans des programmes d'exploration à l'échelle des chantiers mais aussi à l'échelle de la propriété.

Le secteur du gisement Sigma-Lamaque, incluant les gisements Triangle et Cheminée No. 4, fait partie d'un vaste système hydrothermal aurifère et possède une histoire magmatique complexe qui s'étend sur plus de 20 Ma (2704 ± 3 Ma [Wong et al., 1991]; $2684,2 \pm 1,2$ Ma [cette étude]). Les travaux et les interprétations réalisés dans cette étude ont permis d'identifier des guides précis pour l'exploration et soulignent le potentiel encore à ce jour très favorable pour l'exploration de

minéralisations aurifères de type orogénique dans le district. Les perspectives de cette étude sont aussi bien appliquées qu'académiques et contribuent à la compréhension des contrôles exercés par l'environnement local sur l'expression d'un même système hydrothermale et la formation de gisement aurifère significatif. La présence d'intrusion de composition intermédiaire (voire felsique) à mafique, du côté nord, et à une distance inférieure à 5 km de la Faille de Larder Lake – Cadillac est un métallotecte important dans le district de Val-d'Or. Ces intrusions créent un bâti rigide qui favorise le développement d'un réseau de fractures, la circulation des fluides hydrothermaux aurifères, et ainsi la formation de veines de quartz-carbonate-tourmaline aurifère et de gisements économiquement significatifs.

RÉFÉRENCES

- Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K., et Trowell, N. 2002. Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U–Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Research* **115**(1): 63-95.
- Bedeaux, P., Pilote, P., Daigneault, R., et Rafini, S. 2017. Synthesis of the structural evolution and associated gold mineralization of the Cadillac Fault, Abitibi, Canada. *Ore Geology Reviews* **82**: 49-69.
- Belkabir, A., Robert, F., Vu, L., et Hubert, C. 1993. The influence of dikes on auriferous shear zone development within granitoid intrusions: the Bourlamaque pluton, Val-d'Or district, Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences* **30**(9): 1924-1933.
- Biczok, J., Hollings, P., Klipfel, P., Heaman, L., Maas, R., Hamilton, M., Kamo, S., et Friedman, R. 2012. Geochronology of the North Caribou greenstone belt, Superior Province Canada: Implications for tectonic history and gold mineralization at the Musselwhite mine. *Precambrian Research* **192**: 209-230.
- Bigot, L., et Jébrak, M. 2015. Gold Mineralization at the Syenite-Hosted Beattie Gold Deposit, Duparquet, Neoarchean Abitibi Belt, Canada. *Economic Geology* **110**(2): 315-335.
- Bohlke, J. K. 1989. Comparison of metasomatic reactions between a common CO₂-rich vein fluid and diverse wall rocks; intensive variables, mass transfers, and Au mineralization at Allghany, California. *Economic Geology* **84**(2): 291-327.
- Burrows, D., et Spooner, E. 1989. Relationships between Archean gold quartz vein-shear zone mineralization and igneous intrusions in the Val d'Or and Timmins areas, Abitibi Subprovince, Canada. *Economic Geology Monograph*, **6**: 424-444.
- Campiglio, C. 1977. Batholite de Bourlamaque. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Étude spéciale **26**, 211 pages.
- Card, K. 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research* **48**(1-2): 99-156.
- Chown, E., Daigneault, R., Mueller, W., et Mortensen, J. 1992. Tectonic evolution of the northern volcanic zone, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* **29**(10): 2211-2225.
- Corfu, F. 1993. The evolution of the southern Abitibi greenstone belt in light of precise U-Pb geochronology. *Economic Geology* **88**(6): 1323-1340.
- Couture, J.-F., Pilote, P., Machado, N., et Desrochers, J.-P. 1994. Timing of gold mineralization in the Val-d'Or District, southern Abitibi Belt; evidence for two distinct mineralizing events. *Economic Geology* **89**(7): 1542-1551.
- Cox, S.F. 2016. Injection-driven swarm seismicity and permeability enhancement: Implications for the dynamics of hydrothermal ore systems in high fluid-flux, overpressured faulting regimes - An invited paper. *Economic Geology* **111**(3): 559-587.
- Daigneault, R. 1983 Géologie et géochimie du gisement d'or de la mine Lamaque, Val-d'Or, Québec. Mémoire de maîtrise, École polytechnique de Montréal ; Québec, Canada.

- Daigneault, R., Perreault, G., et Bedard, P. 1983. Géologie et géochimie de la mine Lamaque, Val-d'Or, Québec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgical Bulletin* **76**: 111-127.
- Daigneault, R., 1996. Couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 96-03.
- Daigneault, R., Mueller, W., et Chown, E. 2002. Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Research* **115**(1): 261-290.
- Daigneault, R., Mueller, W., et Chown, E. 2004. Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision. *Developments in Precambrian Geology* **12**: 88-103.
- Davidson, S.C., et Banfield, A.F. 1944. Geology of the Beattie gold mine, Duparquet, Quebec. *Economic Geology* **39**(8): 535-556.
- Davis, W., Lacroix, S., Gariépy, C., et Machado, N. 2000. Geochronology and radiogenic isotope geochemistry of plutonic rocks from the central Abitibi subprovince: significance to the internal subdivision and plutono-tectonic evolution of the Abitibi belt. *Canadian Journal of Earth Sciences* **37**(2-3): 117-133.
- De Souza, S., Dubé, B., McNicoll, V., Dupuis, C., Mercier-Langevin, P., Creaser, R., et Kjarsgaard, I. 2015. Geology, hydrothermal alteration, and genesis of the world-class Canadian Malartic stockwork-disseminated Archean gold deposit, Abitibi, Quebec. *Targeted Geoscience Initiative* **4**: 113-126.
- Desrochers, J.-P., Hubert, C., Ludden, J.N., et Pilote, P. 1993. Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi, greenstone belt, Canada. *Geology* **21**(5): 451-454.
- Desrochers, J.-P., et Hubert, C. 1996. Structural evolution and early accretion of the Archean Malartic Composite Block, southern Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* **33**(11): 1556-1569.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., et Rocheleau, M. 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences* **20**(9): 1355-1373.
- Dubé, B., et Gosselin, P. 2007. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. Mineral Deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication **5**: 49-73.
- Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Castonguay, S., McNicoll, V.J., Bleeker, W., Lawley, C.J.M., De Souza, S., Jackson, S.E., Dupuis, C., Gao, J.-F., Bécu, V., Pilote, P., Goutier, J., Beakhouse, G.P., Yergeau, D., Oswald, W., Janvier, V., Fontaine, A., Pelletier, M., Beauchamp, A.-M., Katz, L.R., Kontak, D.J., Tóth, Z., Lafrance, B., Gourcerol, B., Thurston, P.C., Creaser, R.A., Enkin, R.J., El Goumi, N., Grunsky, E.C., Schneider, D.A., Kelly, C.J., & Lauzière, K. 2015. Precambrian lode gold deposits — a summary of TGI-4 contributions to the understanding of lode gold deposits, with an emphasis on implications for exploration, *In: Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration*, (ed.) B. Dubé and P. Mercier-Langevin; Geological Survey of Canada, Open File 7852, p. 1–24.

- Eilu, P.K., Mathison, C.I., Groves, D., et Allardye, W.J. 1999. Atlas of alteration assemblages, styles and zoning in orogenic lode-gold deposits in a variety of host rock and metamorphic settings. Geology Publications, UWA Extension, University of Western Australia.
- Eldorado Gold Lamaque : À propos de nous. 2018. Repéré à <http://www.eldoradogoldlamaque.com/French/accueil/default.aspx>
- Fisher, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Science Reviews* **1**(4): 287-298.
- Fitzgerald, A., Graham, R., Gross, W., et Rucklidge, J. 1967. The application and significance of gold-silver ratios at Val d'Or, Quebec. *Economic Geology* **62**(4): 502-516.
- Feng, R., et Kerrich, R. 1992. Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac subprovince, Superior Province, Canada: implications for tectonic history and source regions. *Chemical Geology* **98**(1-2): 23-70.
- Gaboury, D., Carrier, A., Crevier, M., Pelletier, C., et Sketchley, D.A. 2001. Predictive distribution of fault-fill and extensional veins: example from the Sigma gold mine, Abitibi Subprovince, Canada. *Economic Geology* **96**(6): 1397-1405.
- Gaboury, D. 2006. Geochemical approaches in the discrimination of synvolcanic intrusions as a guide for volcanogenic base metal exploration: an example from the Abitibi belt, Canada. *Applied Earth Science* **115**(2): 71-79.
- Goldfarb, R., Baker, T., Dube, B., Groves, D.I., Hart, C.J., et Gosselin, P. 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume, 1905-2005* : 407-450..
- Goldfarb, R.J., et Groves, D.I. 2015. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos* **233**: 2-26.
- Gosselin, P., and Dubé, B. 2005. Gold deposits of Canada: distribution, geological parameters and gold content, Geological Survey of Canada, Open File 4896.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S., et Robert, F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore geology reviews* **13**(1-5): 7-27.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Knox-Robinson, C.M., Ojala, J., Gardoll, S., Yun, G.Y., et Holyland, P. 2000. Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn Block, Western Australia. *Ore Geology Reviews* **17**(1-2): 1-38.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F., et Hart, C.J. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology* **98**(1): 1-29.
- Hanes, J., Archibald, D., Hodgson, C., et Robert, F. 1992. Dating of Archean auriferous quartz vein deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada; 40 Ar/39 Ar evidence for a 70-to 100-my-time gap between plutonism-metamorphism and mineralization. *Economic Geology* **87**(7): 1849-1861.
- Hart, C., et Goldfarb, R. 2005. Distinguishing intrusion-related from orogenic gold systems. *New Zealand Minerals Conference Proceedings*, pp. 125-133.

- Hodgson, C.J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geology Reviews* **4**(3): 231-273.
- Ishihara, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology* **27**(145): 293-305.
- Ishihara, S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*. **75**: 458-484.
- Jébrak, M. 1992. Les textures intra-filoniennes, marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques. *Chronique de la Recherche Minière* **506**: 25-35.
- Jébrak, M. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews* **12**(3): 111-134.
- Jemielita, R., Davis, D., Krogh, T., et Spooner, E. 1989. Chronological constraints on the origin of Archean lode gold deposits in the southern Superior Province from U/Pb isotopic analyses of hydrothermal rutile and titanite. Geological Society of America : 1989 Annual Meeting, Abstract with Programs, p. A351.
- Kerrick, R., et Cassidy, K.F. 1994. Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation—Archean to present: A review. *Ore Geology Reviews* **9**(4): 263-310.
- Machado, N., David, J., et Gariépy, C. Géochronologie U-Pb du territoire québécois, 3^{ème} rapport intérimaire : résultats 1991-1992. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport interne.
- MacLean, W., et Kranidiotis, P. 1987. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration; Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology* **82**(4): 951-962.
- MacLean, W., et Barrett, T. 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration* **48**(2): 109-133.
- McDonough, W.F., et Sun, S.-S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* **120**(3-4): 223-253.
- Mikucki, E., et Ridley, J. 1993. The hydrothermal fluid of Archean lode-gold deposits at different metamorphic grades: compositional constraints from ore and wallrock alteration assemblages. *Mineralium Deposita* **28**(6): 469-481.
- Monecke, T., Mercier-Langevin, P., Dubé, et B., Frieman, B.M. 2017. Geology of the Abitibi Greenstone Belt. *Reviews in Economic Geology*, **19**, 7-49.
- Morasse, S., Wasteneys, H.A., Cormier, M., Helmstaedt, H., et Mason, R. 1995. A pre-2686 Ma intrusion-related gold deposit at the Kiena Mine, Val d'Or, Quebec, southern Abitibi Subprovince. *Economic Geology* **90**(5): 1310-1321.
- Mortensen, J. 1993. U–Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 1: Chibougamau–Matagami–Joutel region. *Canadian Journal of Earth Sciences* **30**(1): 11-28.
- Mortensen, J. 1993. U–Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda–Kirkland Lake area. *Canadian Journal of Earth Sciences* **30**(1): 29-41.

- Mueller, W., Daigneault, R., Mortensen, J., et Chown, E. 1996. Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics* **265**(1-2): 127-150.
- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes **12**(79): 113.
- Percival, J.A., Skulski, T., Sanborn-Barrie, M., Stott, G.M., Leclair, A.D., Corkery, M.T., et Boily, M. 2012. Geology and tectonic evolution of the Superior Province, Canada. *Tectonic Styles in Canada: The LITHOPROBE Perspective*. Edited by JA Percival, FA Cook, and RM Clowes. Geological Association of Canada Special Paper **49**: 321-378.
- Pilote, P., Muller, W., Moorhead, J., Scott, C., et Lavoie, S. 1997. Géologie, volcanologie et lithogéochimie des Formations de Val-d'Or et Héva, district de Val-d'Or, Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 97-01, 47 p.
- Pilote, P., Moorhead, J., et Mueller, W. 2000. Partie A - Développement d'un arc volcanique, la région de Val-d'Or, Ceinture de l'Abitibi: Volcanologie physique et évolution métallogénique: Ministère des Ressources naturelles du Québec, rapport MB-2000-09, p.1-20.
- Pitcairn, I.K., Teagle, D.A., Craw, D., Olivo, G.R., Kerrich, R., et Brewer, T.S. 2006. Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand. *Economic Geology* **101**(8): 1525-1546.
- Poulsen, H., Robert, F., et Dubé, B. 2000. Geologic classification of Canadian gold deposits. Geological Survey of Canada; Bulletin **540**: 1-106.
- Poulsen, H. 2017. The Larder Lake-Cadillac Break and Its Gold Districts. *Reviews in Economic Geology* **19**: 133-167.
- Ramsay, J. 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology* **2**(1-2): 83-99.
- Ramsay, J., et Graham, R. 1970. Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences* **7**(3): 786-813.
- Ridley, J., Mikucki, E., et Groves, D. 1996. Archean lode-gold deposits: fluid flow and chemical evolution in vertically extensive hydrothermal systems. *Ore Geology Reviews* **10**(3-6): 279-293.
- Ridley, J.R., et Diamond, L.W. 2000. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. *Reviews in Economic Geology* **13**: 146-162.
- Ritter, C. 1971. Trace elements of gold-bearing quartz veins of the Lamaque mine, Bourlamaque, PQ, Canada. Unpub. Ph. D. thesis, University of Michigan, Michigan.
- Robert, F. 1983. Étude du mode de mise en place des veines aurifères de la mine Sigma, Val-d'Or, Québec. Thèse de doctorat, École Polytechnique de Montréal, Québec, Canada.
- Robert, F. 1989. Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* **26**(12): 2661-2675.
- Robert, F. 1990. Structural setting and control of gold-quartz veins of the Val d'Or area, southeastern Abitibi Subprovince. In: *Gold and Base Metal Mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, With Emphasis on the Quebec Segment* (compiled by Ho, S. E., Robert, F. & Groves, D. I.). University of Western Australia, **24**, 164-209.

- Robert, F., 1994. Vein fields in gold districts: the example of Val d'Or, southeastern Abitibi subprovince, Quebec. *In*: Geological Survey of Canada; Current research 1994-C; p. 295-302.
- Robert, F. 2001. Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Mineralium Deposita*, **36**(6): 503-516.
- Robert, F., et Brown, A.C. 1986a. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec; Part I, Geologic relations and formation of the vein system. *Economic Geology* **81**(3): 578-592.
- Robert, F., et Brown, A.C. 1986b. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec; Part II, Vein paragenesis and hydrothermal alteration. *Economic Geology* **81**(3): 593-616.
- Robert, F., et Kelly, W.C. 1987. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Economic Geology* **82**(6): 1464-1482.
- Robert, F., Poulsen, K.H., et Dubé, B. 1994. Structural analysis of lode gold deposits in deformed terranes. Geological Survey of Canada, Open File 2850: 1-140.
- Robert, F., Boullier, A.M., et Firdaous, K. 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **100**(B7): 12861-12879.
- Robert, F., et Poulsen, K.H. 2001. Vein formation and deformation in greenstone gold deposits. *Reviews in Economic Geology* **14**: 111-155.
- Robert, F., Poulsen, K. H., Cassidy, K. F., et Hodgson, C. J. 2005. Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn cratons. *Economic Geology*, **100**, 1001-1033.
- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data, 352 pp. Longman, London.
- Ross, P.-S., et Bédard, J.H. 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences* **46**(11): 823-839.
- Sauvé, P., Imreh, L., et Trudel, P. 1993. Description des gîtes d'or de la région de Val-d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM-91-03, 198 pages.
- Seward, T. 1989. The hydrothermal chemistry of gold and its implications for ore formation: boiling and conductive cooling as examples. *Economic Geology Monograph* **6**: 398-404.
- Sibson, R.H. 1986. Brecciation processes in fault zones: inferences from earthquake rupturing. *Pure and Applied Geophysics* **124**(1-2): 159-175.
- Sibson, R.H., Robert, F., et Poulsen, K.H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology* **16**(6): 551-555.
- Scott, C.R. 2005. Physical volcanology, stratigraphy and lithogeochemistry of an archean volcanic arc: evolution from plume-related volcanism to arc rifting within SE Abitibi Greenstone Belt, Val d'Or, Quebec, Canada. Ph. D. thesis, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, Canada.

- Scott, C.R., Mueller, W.U., et Pilote, P. 2002. Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val d'Or, Canada. *Precambrian Research* **115**(1): 223-260.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* **12**(1): 1-33.
- Thurston, P., Ayer, J., Goutier, J., et Hamilton, M. 2008. Depositional gaps in Abitibi greenstone belt stratigraphy: A key to exploration for syngenetic mineralization. *Economic Geology* **103**(6): 1097-1134.
- Trépanier, S. 2008. Fertilité des couloirs de déformation de l'Abitibi pour les minéralisations aurifères tardi-tectoniques. Québec exploration, Montréal.
- Trépanier, S., Mathieu, L., et Daigneault, R. 2015. CONSONORM_LG: new normative minerals and alteration indexes for low-grade metamorphic rocks. *Economic Geology* **110**(8): 2127-2138.
- Turcotte, B., Girard, F., Roy, L., D'amours, C., Bergeron, S., Gaudreault, D., et Utiger, M. 2017. NI 43-101 Technical Report on the Spring 2017 Mineral Resource Estimate Update for the Lamaque Project. Val-d'Or, Québec, Canada : InnovExplo Inc.
- Wilkinson, L., Cruden, A.R., et Krogh, T.E. 1999. Timing and kinematics of post-Timiskaming deformation within the Larder Lake-Cadillac deformation zone, southwest Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* **36**(4): 627-647.
- Wilson, H. 1936. The geology of Lamaque Mine. *Canadian Mining Journal*, **57**: 511-516.
- Wilson, H.S. 1948. Lamaque mine. In : *Structural Geology of Canadian Ore Deposits*, Institut canadien des mines et de la métallurgie, Jubilee Volume : 882-891.
- Winchester, J., et Floyd, P. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* **20**: 325-343.
- Wong, L., Davis, D., Krogh, T., et Robert, F. 1991. U/Pb zircon and rutile chronology of Archean greenstone formation and gold mineralization in the Val d'Or region, Quebec. *Earth and Planetary Science Letters* **104**(2-4): 325-336.
- Yardley, B.W.D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Earth Science Series, Longman Scientific and Technical, John Wiley and Sons, New York.

ANNEXE A – Localisation et liste des mesures structurales

Tableau A1 : Mesures structurales

Localisation	Niveau	Structure	
		Type	Mesure
Baie camion émulsion; face nord-ouest	20	S _p	264/82
Baie camion émulsion; face nord-est	20	S _p	262/84
		L _é	42/81
Baie d'explosifs (BEX-0050)	50	S _p	105/80
Baie d'explosifs (BEX-0050)	50	S _p	103/82
Entrepôt de détonateurs	50	S _p	86/79
Galerie de ventilation	70	S _p	85/80
Monterie d'air frais	70	S _p	95/78
Galerie de ventilation	70	S _p	262/85
Galerie ouest, face temporaire	76	S _p	123/77
Accès niveau, face ouest	76	S _p	115/78
Accès niveau, face ouest	76	S _p	95/80
Accès niveau, face ouest	76	S _p	92/76
Accès niveau, face est	94	S _p	112/83
		L _é	138/74
Acces niveau, face est	94	S _p	112/79
		L _é	166/76
Accès niveau, face ouest	94	S _p	109/85
Accès niveau, face temporaire	94	S _p	130/87
		L _é	153/82
Sous-station électrique	94	S _p	88/79
Baie de déblayage 94-1, face nord	94	S _p	94/76
Baie de déblayage 94-2, face nord	94	S _p	92/75
Galerie ouest, face sud	94	S _p	120/70
		L _é	193/69
Galerie ouest, face sud	94	S _p	125/72
		L _é	225/72
Galerie ouest, face nord	94	S _p	132/75
		L _é	197/73
Galerie ouest, face temporaire	94	S _p	315/89
Galerie est, face temporaire	94	S _p	115/82
		L _é	148/76
Galerie est, face temporaire	94	S _p	115/78

Tableau A2 : Mesures structurales

Localisation	Niveau	Structure	
		Type	Mesure
Galerie est, face sud	94	S _p	130/75
		L _é	245/73
Galerie est, face sud	94	S _p	132/79
		L _é	258/76
Galerie est, face nord	94	S _p	290/75
		L _é	54/72
Galerie est, face temporaire	94	S _p	305/83
Galerie est, face temporaire	94	S _p	300/85
C2 Sud, face ouest	94	S _p	109/85
		L _é	135/79
C2 Sud, face est	94	S _p	102/80
		L _é	161/78
C2 Sud, face est	94	S _p	104/78
		L _é	163/76
Galerie d'accès rampe est	94-112	S _p	260/83
Galerie d'accès rampe est	94-112	S _p	80/78
Baie d'entreposage (BEN-RMP-94-112-1)	94-112	S _p	280/81
Galerie est, face temporaire	112	S _p	275/84
		L _é	75/73
Galerie est, face temporaire	112	S _p	86/84
Galerie est, face temporaire	112	S _p	108/84
Galerie ouest, face temporaire	112	S _p	115/80
Exploitation à ciel ouvert mine Lamaque	Surface	S _p	260/88
		L _é	66/82
Exploitation à ciel ouvert mine Lamaque	Surface	S _p	280/70
		L _é	35/68
Exploitation à ciel ouvert mine Lamaque	Surface	S _p	265/75
Exploitation à ciel ouvert mine Lamaque	Surface	S _p	272/80
Affleurement sud 117, bureau d'exploration	Surface	S _p	260/80
Affleurement sud 117, bureau d'exploration	Surface	S _p	270/80
		S ₀	70/85
Affleurement sud 117, bureau d'exploration	Surface	S _p	272/81

ANNEXE B – Liste des échantillons

Tableau B1 : Liste des échantillons

Localisation			Analyse	Lames minces
Forage	De (m)	À (m)		
LD-16-001AW1	1890,8	1891,2	LD-001-09	LD-001-09
LD-16-001AW1	1869	1869,35	LD-001-10	-
LD-16-001AW3	1971,8	1972,3	LD-001-01	-
LD-16-001AW3	2154,2	2154,6	LD-001-02	-
LD-16-001AW3	1974	1974,6	LD-001-03	LD-001-03
LD-16-001AW3	2162,6	2163	LD-001-04	-
LD-16-001AW3	1912,8	1913,3	LD-001-05	-
LD-16-001AW3	1924,5	1925,4	LD-001-06	LD-001-06
LD-16-001AW3	2106	2106,6	LD-001-07	-
LD-16-001AW3	2091,9	2092,4	LD-001-08	-
LD-16-001AW3	1876,3	1876,6	LD-001-11	-
P4-12-017	19,7	20	P4L-17-01	-
P4-12-017	469,5	470	P4L-17-03	P4L-17-03
P4-12-017	913,5	914	P4L-17-04	P4L-17-04
P4-12-02B	824,4	824,8	P4L-02B-01	P4L-02B-01
P4-12-04	811,75	812,15	P4A-04-01	-
P4-12-06	794,2	794,4	P4L-06-01	P4L-06-01
P4-12-06	794,65	794,88	P4L-06-02	P4L-06-02
P4-12-09A	280,57	281	-	P4S-09-01, 02
P4-12-10	194	194,2	-	P4S-10-A, B
P4-12-10	378,56	378,85	-	P4S-10-3
P4-12-13	621	621,5	P4L-13-01	P4L-13-01
P4-12-14A	923	935	JD-2017-05	JD-2017-05
P4-15-024	515,39	515,59	P4-24-12	-
P4-15-024	517,1	517,29	P4-24-13	-
P4-15-024	734,25	734,5	P4L-024-01	P4L-024-01
P4-15-024	451,33	451,53	P4-24-01	P4-24-01
P4-15-024	455	455,17	P4-24-02	P4-24-02
P4-15-024	467,8	468,4	-	P4-24-04
P4-15-024	467,8	468,4	-	P4-24-05
P4-15-024	472,12	472,93	-	P4-24-06
P4-15-024	472,12	472,93	-	P4-24-07
P4-15-024	473,74	474,22	-	P4-24-08
P4-15-024	473,74	474,22	-	P4-24-09
P4-15-024	476,3	476,89	-	P4-24-10
P4-15-024	476,3	476,89	-	P4-24-11
P4-15-024	479,32	480,1	-	P4-24-12
P4-15-024	490,33	491,8	-	P4-24-13
P4-15-024	490,33	491,8	-	P4-24-14
P4-15-024	490,33	491,8	-	P4-24-15

Tableau B2 : Liste des échantillons

Localisation			Analyse	Lames minces
Forage	De (m)	À (m)		
P4-15-024	485,96	486,15	P4-24-05	-
P4-15-024	489,86	490,05	P4-24-06	-
P4-15-024	495,04	495,22	P4-24-07	-
P4-15-024	496,81	497,02	P4-24-08	-
P4-15-024	505,65	505,9	P4-24-11	P4-24-16
P4-15-024	518,31	518,52	P4-24-14	-
P4-15-024	520,03	520,2	P4-24-15	-
P4-15-024	643	643,15	P4A-24-01	-
P4-15-028	200	213	JD-2017-03	JD-2017-03
P4-15-028	209,75	209,98	P4-28-01	P4-28-01
P4-15-028	211,6	211,86	P4-28-02	-
P4-15-028	265,62	265,8	P4-28-14	-
P4-15-028	271,75	272,05	P4-28-15	-
P4-15-028	223,09	223,29	P4-28-03	-
P4-15-028	230,47	230,75	P4-28-04	P4-28-02
P4-15-028	238	238,2	P4-28-05	-
P4-15-028	246,09	246,25	P4-28-06	-
P4-15-028	247,6	248,23	-	P4-28-03
P4-15-028	247,6	248,23	-	P4-28-04
P4-15-028	251,42	251,58	P4-28-07	-
P4-15-028	252,39	252,6	P4-28-08	-
P4-15-028	253,37	253,68	-	P4-28-05
P4-15-028	253,83	254	-	P4-28-06
P4-15-028	256,27	257,1	-	P4-28-07
P4-15-028	254,58	254,73	P4-28-11	-
P4-15-028	262,56	262,69	P4-28-12	-
P4-15-028	491,3	491,7	P4A-28-01	-
P4-15-028	134,32	134,64	-	P4S-28-01
P4-15-029	421,05	421,25	P4-29-01	P4-29-01
P4-15-029	429,71	429,94	P4-29-03	P4-29-03
P4-15-029	431,09	431,23	P4-29-04	-
P4-15-029	438,83	439,01	P4-29-05	-
P4-15-029	445,73	445,87	P4-29-06	-
P4-15-029	449,16	449,42	-	P4-29-04
P4-15-029	451,46	451,8	-	P4-29-05
P4-15-029	452,06	452,27	-	P4-29-06
P4-15-029	454	454,3	-	P4-29-07
P4-15-029	454,73	455,03	-	P4-29-08
P4-15-029	455,4	455,97	-	P4-29-09
P4-15-029	456,8	456,94	P4-29-08	-

Tableau B3 : Liste des échantillons

Localisation			Analyse	Lames minces
Forage	De (m)	À (m)		
P4-15-029	458,63	458,8	P4-29-09	-
P4-15-029	461,94	462,17	P4-29-10	-
P4-15-029	469,57	469,78	-	P4-29-10
P4-15-029	471,56	471,73	P4-29-11	-
P4-15-029	478,04	478,2	P4-29-12	-
P4-15-029	479,15	479,3	P4-29-13	-
P4-15-029	483,51	483,7	P4-29-14	-
P4-15-029	491,91	492,04	P4-29-15	-
P4-15-029	500,24	500,39	P4-29-16	-
P4-15-029	351,2	351,4	P4A-29-01	-
P4-15-029	259,7	260	P4A-29-02	-
P4-16-034	874	874,5	P4L-34-01	P4L-34-01
P4-17-042W01M01	594,7	595,1	P4A-42-01	-
P4-17-044	496,4	496,7	P4A-44-01	-
P4-17-046	259,25	259,5	P4A-46-01	-
P4-17-046	230,7	230,95	P4A-46-02	-
SO-16-005	350,9	351,1	-	SO-005-01
TM-13-014	416,13	416,32	TM-14-01	TM-14-01
TM-13-014	419,62	419,84	TM-14-02	TM-14-02
TM-13-014	420,16	420,4	TM-14-03	-
TM-13-014	423,34	423,56	TM-14-04	TM-14-04
TM-13-014	428,22	428,4	TM-14-05	TM-14-05
TM-13-014	430	430,2	TM-14-06	-
TM-13-014	434,45	434,62	TM-14-07	TM-14-06
TM-13-014	447,36	447,65	TM-14-14	-
TM-13-014	452,64	452,87	TM-14-15	-
TM-13-014	462,57	462,85	TM-14-16	-
TM-13-014	467,95	468,23	TM-14-19	-
TM-13-014	469,05	469,25	TM-14-20	TM-14-11
TM-13-014	423,34	423,56	-	TML-14-01
TM-13-014	446,14	446,28	TM-14-13	-
TM-13-014	465,45	465,82	TM-14-17	TM-14-09
TM-13-014	466,47	466,7	TM-14-18	TM-14-10
TM-13-014	493	493,2	TM-14-26	TM-14-13
TM-13-014	493,8	494,04	-	TM-14-14
TM-13-014	493,63	493,8	TM-14-27	-
TM-13-014	438	438,2	TM-14-08	TM-14-07
TM-13-014	441,75	441,9	-	TM-14-08
TM-13-014	439,22	439,34	TM-14-09	-
TM-13-014	440	440,3	TM-14-10	-

Tableau B4 : Liste des échantillons

Localisation			Analyse	Lames minces
Forage	De (m)	À (m)		
TM-13-014	440,5	440,85	TM-14-11	-
TM-13-014	444	444,15	TM-14-12	-
TM-13-014	494,04	494,18	TM-14-28	-
TM-13-014	496,35	496,62	TM-14-29	TM-14-15
TM-13-014	497,15	497,43	TM-14-30	TM-14-16
TM-13-014	498,1	498,43	TM-14-31	TM-14-17
TM-13-014	500,38	500,7	-	TM-14-18
TM-13-014	500,78	500,95	-	TM-14-19
TM-13-014	502,45	502,71	TM-14-32	TM-14-20A, B
TM-13-014	505,65	505,78	-	TM-14-21A, B
TM-13-014	508,21	508,38	TM-14-33	TM-14-22
TM-14-042	883,62	883,82	TML-42-01	TML-42-01
TM-14-042	884,39	884,6	TML-42-02	-
TM-14-042	625,1	625,44	TA-42-01	TA-42-01
TM-14-042EXT	591	591,23	T-42-01	-
TM-14-042EXT	594,05	594,3	T-42-02	T-42-02
TM-14-042EXT	596,06	596,35	T-42-03	-
TM-14-042EXT	597,65	598,1	T-42-04	-
TM-14-042EXT	600,6	600,9	T-42-05	T-42-05
TM-14-042EXT	604,1	604,4	T-42-06	-
TM-14-042EXT	608,5	608,9	T-42-07	-
TM-14-042EXT	611,7	612	T-42-08	-
TM-14-042EXT	681,4	681,8	T-42-31	-
TM-14-042EXT	660,2	660,42	TM-14-09B	-
TM-14-042EXT	631,23	631,37	TM-42-01	TM-42-01
TM-14-042EXT	651,4	651,69	TM-42-07	-
TM-14-042EXT	674	674,2	TM-42-11	TM-42-09
TM-14-042EXT	634,25	634,5	T-42-16	-
TM-14-042EXT	635,65	635,85	T-42-19	-
TM-14-042EXT	640,7	640,9	T-42-20	-
TM-14-042EXT	641,75	641,94	-	TM-42-03
TM-14-042EXT	643,4	643,65	T-42-21	-
TM-14-042EXT	646	646,18	-	TM-42-05
TM-14-042EXT	650,25	650,5	T-42-23	-
TM-14-042EXT	653,7	654	T-42-24	-
TM-14-042EXT	659	659,25	T-42-27	-
TM-14-042EXT	662,4	662,6	T-42-28	-
TM-14-042EXT	665,7	666	T-42-29	-
TM-14-042EXT	676,55	676,85	T-42-30	-
TM-14-042EXT	632,5	632,73	TM-42-02	TM-42-02

Tableau B5 : Liste des échantillons

Localisation			Analyse	Lames minces
Forage	De (m)	À (m)		
TM-14-042EXT	636,67	636,82	TM-42-03	-
TM-14-042EXT	637,2	637,38	TM-42-04	-
TM-14-042EXT	642,25	642,5	TM-42-05	TM-42-04
TM-14-042EXT	657,45	657,68	TM-42-08	-
TM-14-042EXT	666,3	666,5	TM-42-10	TM-42-06
TM-14-042EXT	667,32	667,5	-	TM-42-07
TM-14-042EXT	671,6	671,94	-	TM-42-08
TM-14-042EXT	630,1	630,4	T-42-15	-
TM-14-042EXT	634,75	635	T-42-17	-
TM-14-042EXT	644,25	644,4	T-42-22	-
TM-14-042EXT	658	658,3	T-42-26	-
TM-14-042EXT	614,2	614,5	T-42-09	-
TM-14-042EXT	616,1	616,4	T-42-10	-
TM-14-042EXT	617,3	617,6	T-42-11	-
TM-14-042EXT	618,5	618,8	T-42-12	-
TM-14-042EXT	619,8	620	T-42-13	-
TM-14-042EXT	624	624,25	T-42-14	-
TM-14-33	589,48	589,8	-	TM-33-A, B
TM-15-037	1206,6	1206,9	TML-37-01	TML-37-01
TM-15-038	755	755,2	TM-38-08	TM-38-02
TM-15-038	761,18	761,4	TM-38-09	-
TM-15-038	768,2	768,35	TM-38-10	TM-38-03
TM-15-038	769,25	769,65	TM-38-11	TM-38-04
TM-15-038	781,34	781,6	TM-38-12	-
TM-15-038	803,18	803,36	TM-38-13	-
TM-15-038	825,58	825,8	TM-38-17	-
TM-15-038	831,55	831,8	TM-38-18	TM-38-09
TM-15-038	1517,8	1517,95	TML-38-01	TML-38-01
TM-15-038	738,6	738,85	TM-38-03	TM-38-01
TM-15-038	740,75	740,9	TM-38-04	-
TM-15-038	743,26	743,46	TM-38-05	-
TM-15-038	744,58	744,75	TM-38-06	-
TM-15-038	745,7	745,9	TM-38-07	-
TM-15-038	804,35	804,65	TM-38-14	TM-38-05
TM-15-038	807,1	807,3	TM-38-15	TM-38-06
TM-15-038	808,18	808,32	TM-38-16	-
TM-15-038	810,3	811	-	TM-38-07, 08
TM-15-041	230,65	230,81	TM-41-01	TM-41-01
TM-15-046	320,55	320,73	TM-46-01	TM-46-01
TM-15-059	108,63	108,9	TM-59-01	TM-59-01

Tableau B6 : Liste des échantillons

Localisation			Analyse	Lames minces
Forage	De (m)	À (m)		
TM-15-061	137,21	137,36	TM-61-01	TM-61-01
TM-15-065	506,3	506,52	TM-65-01	TM-65-01
TM-15-066	559	559,3	TA-66-01	TA-66-01
TM-15-068	565	587	JD-2017-01	JD-2017-01
TM-15-073	539,96	540,12	TM-73-01	-
TM-15-073	540,53	540,68	TM-73-02	TM-73-02
TM-15-075	345	345,15	TA-75-01	-
TM-15-078	328,4	328,85	TA-78-01	TA-78-01, 02, 03
TM-15-080	296,45	296,65	TM-80-01	-
TM-15-080	306,83	307,1	TM-80-02	-
TM-15-082	688	688,25	TM-82-01	-
TM-15-082	696,05	696,25	TM-82-02	TM-82-02
TM-15-09EXT	1310	1310,3	TML-09-01	TML-09-01
TM-15-16	325,26	325,43	-	TMS-16-01
TM-15-63A	871,79	872,05	TML-63A-01	-
TM-15-63A	875,3	875,5	TML-63A-02	TML-63A-02
TM-16-100	356	368	JD-2017-04	JD-2017-04
TM-16-101	169,4	169,63	TM-101-01	TM-101-01
TM-16-101	171,14	171,44	TM-101-02	-
TM-16-122	190,07	190,23	TM-122-01	TM-122-01
TM-16-122	260,55	260,77	TM-122-02	-
TM-16-122	250	262	JD-2017-02	JD-2017-02
TM-16-124	384,85	385	TA-214-01	-
TM-16-128A	386,4	387	-	TM-128-01
TM-16-128A	386,4	387	-	TM-128-02
TM-16-128A	379,5	379,86	-	TM-128-03
TM-16-128A	380,68	381,4	-	TM-128-04
TM-16-128A	380,68	381,4	-	TM-128-05
TM-16-151	127	127,2	TA-151-01	TA-151-01
TM-16-159	963,75	964,1	TML-159-01	TML-159-01
TM-16-161M01	263	263,25	TA-161-01	TA-161-01
TM-16-173	812,3	812,53	TM-173-01	TM-173-01
TM-16-174A	756,6	756,83	TM-174-01	TM-174-01
TM-16-174A	757,71	757,93	TM-174-02	-
TM-16-216	1004	1004,3	TML-216-01	TML-216-01
TM-16-97	302,1	302,5	TA-97-01	TA-97-01
TM-17-293A	516,8	517,2	TML-293-01	TML-293-01
TU-17-084	48,7	49,05	TA-84-01	TA-84-01

ANNEXE C – Analyses lithogéochimiques

Tableau C1 : Méthodes et limites de détection des analyses lithogéochimiques

Élément analysé	Méthode analytique	Limite de détection
SiO ₂	Spectroscopie d'émission atomique (ICP-AES)	0,01 %
Al ₂ O ₃		0,01 %
Fe ₂ O ₃		0,01 %
CaO		0,01 %
MgO		0,01 %
Na ₂ O		0,01 %
K ₂ O		0,01 %
TiO ₂		0,01 %
MnO		0,01 %
P ₂ O ₅		0,01 %
SrO		0,01 %
BaO		0,01 %
Perte au feu		0,01 %
Ba	Fusion au borate de lithium Finition spectrométrie de masse avec plasma à couplage inductif (ICP-MS)	0,5 ppm
Ce		0,1 ppm
Cr		10 ppm
Cs		0,01 ppm
Dy		0,05 ppm
Er		0,03 ppm
Eu		0,03 ppm
Ga		0,1 ppm
Gd		0,05 ppm
Ge		5 ppm
Hf		0,2 ppm
Ho		0,01 ppm
La		0,1 ppm
Lu		0,01 ppm
Nb		0,2 ppm
Nd		0,1 ppm
Pr		0,03 ppm
Rb		0,2 ppm
Sm		0,03 ppm
Sn		1 ppm
Sr		0,1 ppm
Ta		0,1 ppm
Tb		0,01 ppm
Th		0,05 ppm
Tm		0,01 ppm
U		0,05 ppm
V		5 ppm
W		1 ppm
Y		0,1 ppm
Yb		0,03 ppm
Zr		2 ppm
As	Digestion par 4 acides Finition spectrométrie de masse avec plasma à couplage inductif (ICP-MS)	0,1 ppm
Bi		0,01 ppm
Hg		0,005 ppm
In		0,005 ppm
Re		0,001 ppm
Sb		0,05 ppm
Se		0,2 ppm
Te		0,01 ppm
Tl		0,2 ppm
Ag	Digestion par 4 acides Finition spectroscopie d'émission atomique (ICP-AES)	0,5 ppm
Cd		0,5 ppm
Co		1 ppm
Cu		1 ppm
Li		10 ppm
Mo		1 ppm
Ni		1 ppm
Pb		2 ppm
Sc		1 ppm
Zn		2 ppm
Au	Pyro-analyse Finition spectrophotométrie d'adsorption atomique (AAS)	5 ppb
Au	Pyro-analyse Finition gravimétrique	0,05 ppm
CO ₂	Digestion HClO ₄ - Coulométrie	0,2 %
S	Soufre total (Leco)	0,01 %

Tableau C2 : Signature géochimique des protolithes

Échantillon	TM-14-01	TM-14-03	TM-14-04	TM-14-05	TM-14-06	TM-14-07	TM-14-14	TM-14-15	TM-14-16	TM-82-01	TM-82-02
Unité	I2JT	I2JT	I2JT	I2JT	I2JT	I2JT	I2JT	I2JT	I2JT	I2JT	I2JT
SiO ₂ (% poids)	65,4	66,7	66,6	65,4	66,4	66,6	65,5	66	68,3	67,8	68,7
Al ₂ O ₃	16,1	14,95	15,55	15,1	14,7	15,25	15,15	15,8	15,3	15,25	15,15
Fe ₂ O ₃	3,04	3,15	3,06	2,99	2,98	3,18	3,16	3,36	3,16	2,92	2,61
CaO	3,38	3,18	3,43	3,28	3,08	3,04	3,78	3,64	3,43	3,62	3,02
MgO	1,97	1,95	1,9	1,78	1,52	1,89	1,76	1,79	1,7	1,58	1,29
Na ₂ O	5,42	5,4	4,99	5,11	4,8	5,24	4,57	4,75	4,75	5,42	5,52
K ₂ O	1,58	1,62	1,5	1,09	1,21	0,9	1,87	1,79	1,87	1,16	1,47
TiO ₂	0,37	0,36	0,36	0,34	0,37	0,36	0,39	0,41	0,38	0,32	0,3
MnO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04
P ₂ O ₅	0,14	0,12	0,14	0,13	0,14	0,14	0,15	0,17	0,16	0,12	0,11
SrO	0,09	0,07	0,09	0,07	0,09	0,09	0,08	0,12	0,1	0,08	0,07
BaO	0,08	0,08	0,09	0,09	0,08	0,07	0,09	0,09	0,09	0,05	0,1
PAF	1,43	1,5	2,06	3,63	3,34	3,05	2,91	1,42	1,47	0,94	1,18
Total	99,05	99,13	99,82	99,06	98,76	99,86	99,47	99,39	100,76	99,32	99,56
CO ₂ (% poids)	0,4	0,8	0,8	2,1	2,1	1,6	1,7	0,2	< LD	0,6	0,7
S (% poids)	0,04	0,13	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,1	0,2	0,27	0,29
Ba (ppm)	763	671	776	787	696	597	807	787	754	470	889
Ce	36,1	33,1	35,7	34,8	42,3	33,7	45,2	45,8	45,2	35,7	36,2
Cr	70	60	60	70	40	60	40	50	40	50	40
Cs	2,71	1,79	2,32	0,79	0,85	0,84	2,36	1,46	1,75	2,1	1,54
Dy	1,4	1,34	1,39	1,41	1,29	1,34	1,37	1,47	1,35	1,32	1,2
Er	0,67	0,65	0,62	0,64	0,59	0,64	0,65	0,72	0,58	0,63	0,61
Eu	0,82	0,76	0,83	0,78	0,86	0,79	0,96	0,97	0,87	0,77	0,7
Ga	23,2	19,7	21,3	21	20,5	19,8	21,8	22,7	21,3	19,6	19,4
Gd	2,13	2,17	2,29	2,26	2,43	2,19	2,63	2,73	2,41	2,19	2,07
Ge	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Hf	3,3	3	3,5	3,5	3,3	3,3	3,8	3,8	3,4	3,2	3
Ho	0,26	0,22	0,25	0,23	0,22	0,23	0,24	0,24	0,23	0,22	0,2
La	17,5	15,6	16,9	16,6	20,2	16,1	21,9	22	21,2	17	17,1
Lu	0,1	0,09	0,09	0,08	0,07	0,09	0,08	0,08	0,08	0,06	0,06
Nb	3,2	3,8	4	2,8	3,3	2,6	3,6	3,6	3,2	3,3	2,6
Nd	16,6	15,8	16,9	16,4	20	15,7	21,5	22,1	21,3	16,5	16,7
Pr	4,4	4,06	4,39	4,32	5,08	4,09	5,55	5,6	5,51	4,37	4,38
Rb	51,1	43,9	41,1	33,9	36,2	26,7	57,1	47,8	52,3	35,7	34,2
Sm	3,1	2,89	3,3	3,18	3,55	3,02	3,76	4,04	3,92	3,06	3,03
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	804	598	748	641	725	690	666	1050	802	652	608
Ta	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3
Tb	0,27	0,28	0,3	0,29	0,29	0,26	0,3	0,32	0,29	0,27	0,23
Th	2,78	2,59	2,76	2,83	3,19	2,81	3,34	3,23	3,4	4,39	5,05
Tm	0,07	0,09	0,09	0,1	0,08	0,09	0,1	0,09	0,09	0,06	0,06
U	1,4	1,12	1,39	1,41	1,52	1,59	1,49	1,43	1,46	2,17	2,74
V	65	55	53	54	56	54	61	63	59	50	44
W	< LD	1	< LD	1	1	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	1
Y	7,2	6,5	6,8	6,4	6	6,1	6,6	7	6,7	6,5	6,1
Yb	0,59	0,6	0,62	0,59	0,57	0,57	0,58	0,57	0,54	0,53	0,53
Zr	119	102	118	113	113	110	130	131	116	109	96
As	0,9	1,4	0,7	0,5	0,4	0,3	0,9	0,9	0,8	1,5	1,7
Bi	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Hg	0,01	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	0,005	< LD
In	0,008	0,007	0,007	0,01	0,007	0,009	0,007	0,007	0,006	0,007	0,005
Re	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Sb	0,09	0,13	0,1	0,07	0,06	0,05	0,05	0,07	0,05	0,06	0,08
Se	< LD	0,3	< LD	0,2	0,2	< LD	< LD	< LD	< LD	0,2	0,3
Te	0,01	0,05	< LD	0,02	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	0,01	0,02
Tl	0,22	0,15	0,16	< LD	< LD	< LD	0,14	0,16	0,19	0,19	0,13
Ag	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Cd	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Co	10	9	9	9	9	10	10	10	9	8	7
Cu	5	6	5	8	2	8	15	4	4	20	14
Li	20	20	20	20	10	20	20	20	20	20	20
Mo	1	1	< LD	1	< LD	1	< LD	< LD	< LD	1	< LD
Ni	31	33	31	31	20	30	23	24	22	26	18
Pb	10	8	10	9	7	8	10	12	10	9	7
Sc	6	6	5	5	5	6	5	6	5	5	4
Zn	67	69	65	67	67	68	66	70	68	64	53
Au (ppb)	6	< LD	< LD	6	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	7

Échantillons commençant par des lettres (ex: TM) : cette étude; échantillons commençant par des chiffres (ex:234-) : études internes Eldorado Gold; < LD = en-dessous de la limite de détection; I2JT = Diorite leucocrate

Tableau C3 : Signature géochimique des protolithes

Échantillon	TM-101-01	TM-101-02	TML-38-01	TML-42-01	TML-42-02	2344433	2344415	2344434	JD-2017-01	T-42-31	TML-09-01
Unité	I2JT	I2JT	I2JT	I2JT	I2JT	I2JT	I2JT	I2JT	I2JT	I2JT	I2JT
SiO ₂ (% poids)	68,7	68,9	64	65,5	66,5	66,02	66,77	67,2	67,1	65,6	65
Al ₂ O ₃	16,05	15,85	15,95	16,1	16	16,28	16,35	15,75	16,35	16,15	17,15
Fe ₂ O ₃	2,97	3,03	3,4	3,22	3,27	3,2	3,27	3,01	2,9	2,83	3,4
CaO	3,26	3,37	4,13	4,05	4,08	3,69	3,76	3,08	3,88	3,59	4,81
MgO	1,55	1,54	1,77	1,69	1,7	1,62	1,64	1,56	1,57	1,52	1,53
Na ₂ O	4,63	4,5	4,98	4,81	4,71	4,85	4,64	4,73	4,69	5,1	5,11
K ₂ O	1,7	1,74	1,34	1,65	1,63	1,78	1,82	1,62	1,62	1,43	1,09
TiO ₂	0,36	0,36	0,4	0,38	0,38	0,37	0,39	0,35	0,39	0,37	0,49
MnO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,16	0,15	0,15	0,14	0,14	0,13	0,13	0,13	0,2
SrO	0,08	0,09	0,1	0,1	0,1	0,09	0,09	0,07	0,09	0,09	0,11
BaO	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,07
PAF	1,52	1,36	1,65	1,29	1,3	0,8	1,05	1,38	1,04	2,89	1,92
Total	101,07	101	98,02	99,08	99,96	99,13	100,2	99,31	99,89	99,83	100,92
CO ₂ (% poids)	0,4	0,3	0,6	0,4	0,4	-	-	-	< LD	1,5	1,2
S (% poids)	0,03	0,06	0,33	0,12	0,14	-	-	-	0,01	0,05	0,14
Ba (ppm)	733	748	782	747	740	760	797	746	750	665	654
Ce	40,4	38,8	46,3	42,6	43,2	38	38,3	37,2	40,2	37,8	64,8
Cr	30	30	40	40	40	40	30	40	40	40	20
Cs	2,97	2,62	2,54	1,34	1,79	1,76	1,51	2,13	1,87	1,05	1,11
Dy	1,21	1,12	1,43	1,42	1,41	1,11	1,15	1,21	1,22	1,03	1,42
Er	0,56	0,53	0,65	0,65	0,6	0,61	0,52	0,5	0,58	0,54	0,73
Eu	0,82	0,84	1	0,97	0,98	0,77	0,77	0,73	0,9	0,79	1,2
Ga	20,9	20	21,2	20,7	20,2	20,2	21	19,6	22,6	22,1	25,5
Gd	2,23	2,15	2,52	2,54	2,43	2,47	2,15	2,28	2,32	2,16	3,3
Ge	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	-	-	-	< LD	< LD	< LD
Hf	3,3	3,4	3,4	3,4	3,7	3,2	3	2,9	2,9	2,7	3,7
Ho	0,21	0,18	0,23	0,22	0,23	0,2	0,22	0,21	0,23	0,21	0,27
La	19	18,5	21,9	20,3	20,5	18,3	18,1	18,1	18,6	18,1	31
Lu	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,07	0,08	0,06	0,06	0,07	0,09
Nb	3	2,8	2,7	3	3,2	2,9	3	3	2,9	2,8	4,1
Nd	19	18,3	21,5	19,9	20,5	18,9	19,6	18,3	19,1	18,4	31,1
Pr	4,85	4,64	5,51	5,13	5,35	4,66	4,92	4,56	4,68	4,59	7,93
Rb	53,9	53,8	43,1	42,7	40,9	45,9	48,5	45,6	45,3	35,8	29,8
Sm	3,63	3,3	3,8	3,79	3,84	3,45	3,24	3,29	3,36	3,34	5,37
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	736	751	870	859	876	735	778	650	768	672	880
Ta	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2
Tb	0,26	0,24	0,29	0,28	0,28	0,25	0,25	0,27	0,26	0,23	0,34
Th	4,11	3,78	3,59	3,57	3,99	3,27	3,22	3,35	3,39	3,41	4,72
Tm	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,08	0,08	0,07	0,07	0,06	0,1
U	2,03	1,93	1,54	1,69	2,13	1,76	1,74	1,72	1,75	1,71	1,44
V	53	53	65	56	55	54	54	54	56	51	58
W	< LD	2	< LD	< LD	1	< LD	< LD	1	4	1	2
Y	6,1	5,7	6,7	6,5	6,7	5,8	6,3	5,6	5,6	5,3	7,2
Yb	0,51	0,47	0,48	0,47	0,55	0,55	0,5	0,53	0,48	0,54	0,76
Zr	113	113	118	122	129	110	107	101	108	104	141
As	0,6	0,7	0,6	2	1,9	-	-	-	0,6	0,3	0,4
Bi	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	-	-	-	0,03	0,03	0,02
Hg	0,006	0,01	0,007	0,007	< LD	-	-	-	< LD	< LD	< LD
In	< LD	< LD	0,01	0,005	< LD	-	-	-	0,007	0,007	0,015
Re	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	-	-	-	< LD	< LD	< LD
Sb	0,06	0,05	< LD	0,06	0,08	-	-	-	< LD	< LD	< LD
Se	0,2	< LD	< LD	0,2	< LD	-	-	-	< LD	< LD	< LD
Te	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	-	-	-	0,01	0,01	< LD
Tl	0,21	0,21	0,2	0,15	0,15	-	-	-	0,17	< LD	0,12
Ag	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	-	-	-	< LD	< LD	< LD
Cd	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	-	-	-	< LD	< LD	< LD
Co	7	8	10	8	9	-	-	-	9	8	9
Cu	49	18	3	3	5	-	-	-	12	8	7
Li	10	10	20	10	10	-	-	-	20	10	20
Mo	< LD	< LD	1	< LD	< LD	-	-	-	< LD	< LD	1
Ni	19	19	22	23	21	-	-	-	23	19	13
Pb	14	12	9	15	14	-	-	-	16	12	12
Sc	5	5	5	5	5	-	-	-	5	5	4
Zn	60	59	69	68	69	-	-	-	68	56	85
Au (ppb)	9	6	< LD	< LD	< LD	-	-	-	< LD	< LD	< LD

Échantillons commençant par des lettres (ex: TM) : cette étude; échantillons commençant par des chiffres (ex:234-) : études internes Eldorado Gold; < LD = en-dessous de la limite de détection; I2JT = Diorite leucocrate

Tableau C4 : Signature géochimique des protolithes

Échantillon	TML-159-01	TML-293-01	TML-37-01	TM-14-02	TM-14-19	TM-14-20	TM-122-01	TM-122-02	TM-174-01	TM-174-02	TML-63A-01
Unité	I2JT	I2JT	I2JT	I2JM	I2JM	I2JM	I2JM	I2JM	I2JM	I2JM	I2JM
SiO ₂ (% poids)	65,8	64,4	68,2	56,7	57,2	57	57,9	58,2	57,2	57,6	60,7
Al ₂ O ₃	16,05	16,45	15,45	13,4	12,5	12,3	14,2	14	14,35	14,3	14,25
Fe ₂ O ₃	2,97	3,16	2,79	7,86	6,97	7,06	6,93	7,36	6,65	6,6	5,24
CaO	3,41	4,44	3,76	6,34	6,3	6,23	6,17	6,28	5,75	6,15	4,95
MgO	1,8	1,37	1,41	6,42	7,15	7,46	5,37	5,44	4,91	4,79	3,8
Na ₂ O	5,33	5,39	4,82	3,43	3,75	3,62	3,73	3,47	4,03	3,99	3,99
K ₂ O	1,72	0,7	1,3	2,39	2,12	2,28	2,1	2,42	2,27	2,34	2,58
TiO ₂	0,34	0,42	0,33	0,74	0,58	0,58	0,64	0,69	0,65	0,64	0,52
MnO	0,04	0,04	0,03	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,1	0,1	0,08
P ₂ O ₅	0,13	0,17	0,13	0,31	0,29	0,3	0,3	0,33	0,31	0,3	0,23
SrO	0,08	0,09	0,09	0,08	0,09	0,08	0,09	0,09	0,05	0,07	0,09
BaO	0,08	0,07	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09
PAF	2,58	1,69	2,3	1,19	2,29	2,63	1,51	1,03	2,7	2,67	3,21
Total	100,34	98,39	100,7	99,11	99,53	99,83	99,17	99,54	99,08	99,67	99,76
CO ₂ (% poids)	1,6	0,5	1	0,2	1	1,3	0,5	0,2	1,9	1,9	2,4
S (% poids)	0,13	0,97	0,21	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02
Ba (ppm)	768	609	713	679	797	691	694	705	708	811	783
Ce	35,7	54	38,1	52,8	56,8	55,7	55,1	56	57,2	55,6	47,8
Cr	60	30	30	340	610	620	300	270	220	220	190
Cs	2,54	1,09	1,01	1,1	2,72	3,47	1,25	1,05	7,51	6,59	4,77
Dy	1,15	1,33	1,03	3,31	3	2,88	2,98	3,2	3,02	3,07	2,47
Er	0,58	0,61	0,56	1,75	1,52	1,49	1,4	1,75	1,59	1,56	1,3
Eu	0,79	1,04	0,79	1,43	1,41	1,39	1,46	1,58	1,49	1,47	1,16
Ga	23,5	24,1	21,8	18,2	17,1	16,6	18,3	17,6	18,4	17,8	16,6
Gd	2,36	2,84	2	4,57	4,41	4,28	4,14	4,71	4,72	4,54	3,43
Ge	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Hf	3	3,4	2,6	3,5	3,4	3,5	3,5	3,7	3,6	3,6	3,4
Ho	0,22	0,22	0,16	0,63	0,55	0,55	0,53	0,62	0,58	0,58	0,45
La	16,9	25,7	18,1	24,5	26,6	26,6	25,7	25,6	26,8	25,5	23,5
Lu	0,08	0,08	0,07	0,24	0,21	0,22	0,17	0,21	0,18	0,18	0,15
Nb	3,2	3,6	2,7	4,1	4,3	4,4	3,9	4	4,5	4,3	4
Nd	17,8	26,5	18,2	27,8	28,3	27,9	27,8	28,5	29,3	28,4	23,1
Pr	4,2	6,4	4,58	6,77	7,01	7,02	6,98	7,22	7,24	7,05	5,85
Rb	51,7	18,4	30,7	60,6	61,5	69,2	51,3	56,9	55,6	53,5	83,3
Sm	3,32	4,46	3,33	5,55	5,59	5,5	5,49	6,08	6,02	5,57	4,34
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	650	753	730	703	746	635	796	776	474	587	755
Ta	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Tb	0,28	0,29	0,22	0,62	0,58	0,56	0,53	0,6	0,58	0,56	0,46
Th	2,98	3,8	3,43	4,4	4,15	4,16	4,16	4,32	4,2	3,9	4,49
Tm	0,06	0,08	0,07	0,26	0,23	0,2	0,19	0,22	0,19	0,18	0,15
U	1,5	1,27	1,7	1,53	1,42	1,51	1,44	1,39	1,42	1,39	1,67
V	54	54	50	186	165	161	162	175	154	154	97
W	4	2	2	< LD	1	1	1	1	1	1	< LD
Y	6,4	6,4	5,4	16,4	14,7	14,3	14,8	16,4	16	15,7	12,6
Yb	0,63	0,62	0,42	1,57	1,35	1,33	1,3	1,48	1,39	1,39	1,1
Zr	115	129	94	119	118	121	125	129	132	124	120
As	0,6	1,9	4,3	2	1,4	1,2	1,6	1,1	1,1	1,1	0,5
Bi	0,01	0,16	0,02	0,07	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
Hg	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	0,007	0,007	0,011	0,014	0,007
In	0,01	0,009	0,007	0,012	0,01	0,01	0,008	0,009	0,012	0,01	0,026
Re	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Sb	0,05	0,06	< LD	0,16	0,11	0,1	0,07	0,05	0,09	0,09	< LD
Se	< LD	0,5	< LD	0,2	0,2	< LD	0,2	< LD	0,2	0,3	0,3
Te	0,01	0,03	< LD	0,03	0,01	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Tl	0,12	0,07	0,08	0,19	0,27	0,3	0,1	0,14	0,24	0,23	0,48
Ag	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Cd	< LD	< LD	< LD	< LD	0,5	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Co	10	9	8	29	29	29	25	27	22	23	17
Cu	4	47	1	24	45	51	15	14	64	37	33
Li	20	10	20	30	20	30	10	10	20	20	30
Mo	1	< LD	1	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Ni	30	15	19	83	94	104	68	62	43	43	38
Pb	11	7	12	9	9	7	6	6	4	5	8
Sc	5	5	5	20	20	21	17	18	15	15	12
Zn	59	79	58	94	77	79	93	113	88	84	71
Au (ppb)	< LD	< LD	5	5	5	< LD	< LD	< LD	9	6	13

Échantillons commençant par des lettres (ex: TM) : cette étude; échantillons commençant par des chiffres (ex:234-) : études internes Eldorado Gold; < LD = en-dessous de la limite de détection; I2JT = Diorite leucocrate; I2JM = Diorite mélanocrate

Tableau C5 : Signature géochimique des protolithes

Échantillon	TML-63A-02	2344494	2344495	2344357	2344432	2344418	2344420	2344422	2344496	JD-2017-02	TM-59-01
Unité	I2JM	I2JM	I2JM	I2JM	I2JM	I2JM	I2JM	I2JM	I2JM	I2JM	I2J-int-P
SiO ₂ (% poids)	60,5	57,71	58,41	55,7	59,51	57,66	55,29	55,21	56,79	57,5	61,8
Al ₂ O ₃	14,15	14,48	15,53	13,62	14,44	14,44	13,45	13,63	14,41	14,6	15,7
Fe ₂ O ₃	5,5	7,18	6,64	7,7	5,37	7,12	8,42	8,45	6,75	7,59	3,87
CaO	5,25	6,66	6,2	6,78	5,48	6,22	7,17	7,49	6,23	6,84	4,81
MgO	3,95	5,74	4,4	6,95	3,98	5,54	7,17	7,25	4,89	5,7	3,27
Na ₂ O	3,75	3,79	4,09	3,32	3,82	3,69	3,15	3,13	4,53	3,64	5,49
K ₂ O	2,53	2,11	2,58	2,49	2,42	2,56	2,3	2,73	2,23	2,62	0,28
TiO ₂	0,53	0,72	0,66	0,72	0,53	0,7	0,82	0,84	0,68	0,74	0,29
MnO	0,09	0,12	0,11	0,12	0,08	0,12	0,13	0,14	0,11	0,12	0,07
P ₂ O ₅	0,24	0,32	0,33	0,31	0,23	0,31	0,34	0,34	0,31	0,33	0,13
SrO	0,1	0,09	0,1	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,06	0,09	0,08
BaO	0,09	0,1	0,1	0,09	0,08	0,08	0,09	0,09	0,1	0,08	0,03
PAF	3,4	0,87	0,78	1,31	2,97	1,47	1,3	0,96	2,46	1,24	4,97
Total	100,11	100,1	100,05	99,48	99,47	100,15	99,92	100,55	99,87	101,13	100,81
CO ₂ (% poids)	2,5	-	-	-	-	-	-	-	-	< LD	1,3
S (% poids)	0,06	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	0,01
Ba (ppm)	790	804	889	731	783	725	764	722	830	800	283
Ce	49,5	59,9	64	50,9	48,8	53,2	51,6	51,1	55,1	63,4	25,9
Cr	210	250	140	360	190	230	380	370	190	290	120
Cs	4,09	2,56	2,05	1,16	6,13	1,24	1,39	1,7	7,03	0,92	0,69
Dy	2,53	3,65	2,86	2,95	2,59	2,87	3,27	3,21	3,19	3,73	1,15
Er	1,36	1,83	1,35	1,45	1,29	1,57	1,64	1,78	1,46	1,9	0,69
Eu	1,25	1,64	1,62	1,52	1,15	1,39	1,45	1,46	1,68	1,69	0,54
Ga	17,6	19,9	20,2	17,4	17,9	18,2	17,6	18,3	19,4	21,5	16,2
Gd	3,66	4,84	4,58	4,26	3,58	4,44	4,83	4,62	4,53	5,74	1,53
Ge	< LD	-	-	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD
Hf	3,3	3,8	3,5	3,1	3,5	3,5	3,6	3	3,4	3,8	2,1
Ho	0,48	0,71	0,57	0,57	0,5	0,53	0,61	0,58	0,62	0,7	0,23
La	23,7	29	31	23,9	23,7	25,1	23,7	23,4	26,1	28,6	12,4
Lu	0,16	0,25	0,18	0,23	0,18	0,24	0,25	0,24	0,19	0,23	0,08
Nb	4,1	5,1	5	3,9	4,4	4,5	4,3	4,2	4,5	5,1	3,6
Nd	24	32	31,8	28	25,3	29,3	28,9	28,5	29,5	34,4	11,6
Pr	6,12	7,73	8,12	6,48	5,96	7,19	6,79	6,7	7,23	7,96	3,17
Rb	81	74,4	87,9	61	80	63,3	91,2	101,5	58,1	66,1	8,9
Sm	4,8	6,55	6,25	5,8	4,98	5,82	6,11	5,77	6,14	6,67	2,05
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	< LD
Sr	891	824	923	708	729	776	754	775	615	853	725
Ta	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2
Tb	0,47	0,66	0,62	0,56	0,48	0,59	0,67	0,69	0,65	0,75	0,2
Th	3,99	3,88	4,36	3,72	3,95	3,88	4,04	3,67	3,69	4,64	1,96
Tm	0,16	0,27	0,2	0,25	0,18	0,21	0,25	0,23	0,23	0,24	0,08
U	1,41	1,25	1,49	1,25	1,41	1,45	1,43	1,28	1,32	1,65	0,59
V	125	128	122	153	106	139	175	173	129	163	72
W	3	< LD	< LD	< LD	< LD	1	< LD	< LD	1	2	< LD
Y	13,3	18,1	14,2	15	12,7	16,2	17,7	17	16,4	17,9	6,3
Yb	1,26	1,67	1,31	1,42	1,26	1,44	1,78	1,66	1,34	1,79	0,66
Zr	118	135	129	109	127	120	121	109	126	135	76
As	0,6	-	-	-	-	-	-	-	-	0,6	0,3
Bi	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	0,07
Hg	0,008	-	-	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD
In	0,017	-	-	-	-	-	-	-	-	0,012	0,01
Re	< LD	-	-	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD
Sb	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	< LD	0,08
Se	< LD	-	-	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD
Te	< LD	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	< LD
Tl	0,47	-	-	-	-	-	-	-	-	0,13	< LD
Ag	< LD	-	-	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD
Cd	< LD	-	-	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD
Co	18	-	-	-	-	-	-	-	-	26	14
Cu	7	-	-	-	-	-	-	-	-	17	10
Li	30	-	-	-	-	-	-	-	-	20	20
Mo	< LD	-	-	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD
Ni	42	-	-	-	-	-	-	-	-	61	50
Pb	11	-	-	-	-	-	-	-	-	9	7
Sc	12	-	-	-	-	-	-	-	-	19	9
Zn	70	-	-	-	-	-	-	-	-	109	50
Au (ppb)	< LD	-	-	-	-	-	-	-	-	5	11

Échantillons commençant par des lettres (ex: TM) : cette étude; échantillons commençant par des chiffres (ex:234-) : études internes Eldorado Gold; < LD = en-dessous de la limite de détection; I2JM = Diorite mélanocrate; I2J-int-P = Diorite intermédiaire (porphyrique)

Tableau C6 : Signature géochimique des protolithes

Échantillon	TM-65-01	TM-73-01	TM-73-02	TM-80-01	TM-80-02	2344454	2344456	2344423	2344427	2344429	2344430
Unité	I2J-int-P	I2J-int-P	I2J-int-P	I2J-int-P	I2J-int-P	I2J-int-P	I2J-int-P	I2J-int-MP	I2J-int-P	I2J-int-P	I2J-int-P
SiO ₂ (% poids)	61,6	59,5	59,4	60,8	61,2	61,35	61,7	65,61	61,15	60,63	60,29
Al ₂ O ₃	15,75	16,45	19,1	15,65	15,8	16,04	16,14	16,34	16	15,82	15,71
Fe ₂ O ₃	4,01	4	4,54	4,08	4,11	4,09	4,01	3,46	4,03	4,04	4,08
CaO	4,64	3,37	2,64	4,41	4,91	5,13	5,06	3,53	4,71	5,03	4,88
MgO	3,38	3,24	3,37	3,35	3,41	3,1	3,07	2,09	2,85	3,49	3,51
Na ₂ O	5,46	5,05	6,18	5,43	5,57	5,16	5,16	5,54	5,66	5,32	5,33
K ₂ O	0,32	1,21	0,95	0,22	0,19	0,76	0,77	0,73	0,4	0,35	0,42
TiO ₂	0,3	0,33	0,39	0,29	0,31	0,32	0,31	0,34	0,31	0,31	0,31
MnO	0,07	0,06	0,05	0,07	0,07	0,08	0,07	0,04	0,07	0,07	0,07
P ₂ O ₅	0,14	0,12	0,13	0,14	0,14	0,11	0,11	0,1	0,1	0,13	0,13
SrO	0,1	0,03	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,04	0,08	0,08	0,08
BaO	0,04	0,1	0,09	0,02	0,04	0,07	0,07	0,04	0,03	0,04	0,04
PAF	4,56	4,72	3,14	4,48	4,74	3,18	2,46	1,3	3,9	4,78	4,45
Total	100,39	98,19	100,09	99,05	100,6	100,05	99,56	99,22	99,82	100,2	99,39
CO ₂ (% poids)	2,3	1,8	0,3	1	1	-	-	-	-	-	-
S (% poids)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-
Ba (ppm)	328	919	784	150	325	561	635	353	312	356	371
Ce	24,8	21	24,1	25,7	25,9	19,2	18,9	14,2	19,1	24,9	25,5
Cr	120	100	120	120	120	100	100	60	70	120	120
Cs	0,75	1,99	1,82	0,56	0,4	0,87	1,4	3,94	0,77	0,79	0,95
Dy	1,13	1,08	1,29	1,13	1,09	1,07	1,08	1,07	1,03	1,09	0,99
Er	0,59	0,67	0,79	0,69	0,68	0,65	0,68	0,55	0,62	0,64	0,73
Eu	0,52	0,52	0,56	0,54	0,55	0,43	0,46	0,52	0,51	0,52	0,52
Ga	15,2	16	19,1	15,9	16,4	15,6	16,1	21	16,3	16,3	15,9
Gd	1,41	1,39	1,67	1,49	1,5	1,45	1,38	1,54	1,58	1,6	1,75
Ge	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	-	-	-	-	-	-
Hf	2,1	2,2	2,5	2,1	2,3	2	2	2,8	1,9	2,2	2,4
Ho	0,2	0,21	0,27	0,21	0,22	0,19	0,21	0,21	0,23	0,21	0,22
La	11,9	9,8	11,6	12,5	12,4	9,3	9,1	6,2	9,3	12,2	12,6
Lu	0,09	0,1	0,09	0,08	0,08	0,11	0,09	0,09	0,11	0,09	0,1
Nb	3,4	3,1	3,8	3,1	3,5	3,3	3,2	2,7	6,1	3,4	3,7
Nd	11,5	10	11,5	11,6	11,8	9,7	9,9	8,4	10,1	12,3	11,8
Pr	3	2,63	3,02	3,11	3,16	2,3	2,35	1,95	2,4	2,96	3,08
Rb	8,6	33,9	25,4	5,5	4,8	22,8	21,9	17,6	10,3	10,7	11,3
Sm	1,91	1,85	2,35	2,05	2,1	2,09	1,91	1,83	1,91	2,16	2,06
Sn	< LD	< LD	1	< LD	< LD	< LD	1	1	< LD	< LD	< LD
Sr	823	292	793	811	764	760	767	415	752	717	759
Ta	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Tb	0,19	0,18	0,22	0,19	0,2	0,2	0,21	0,22	0,2	0,21	0,22
Th	1,82	1,58	1,92	1,95	2,01	1,38	1,5	1,12	1,39	1,76	1,85
Tm	0,08	0,08	0,1	0,07	0,08	0,09	0,1	0,08	0,09	0,11	0,08
U	0,51	0,4	0,55	0,5	0,52	0,43	0,43	0,47	0,39	0,53	0,48
V	69	74	87	72	72	71	70	53	68	73	71
W	1	2	< LD	< LD	< LD	1	< LD	< LD	1	< LD	< LD
Y	5,9	6	7,4	6,2	6,3	5,8	5,9	6,2	6,6	5,9	6
Yb	0,62	0,63	0,78	0,65	0,66	0,72	0,69	0,6	0,68	0,75	0,75
Zr	75	76	89	77	79	72	69	89	68	78	78
As	0,8	0,6	0,9	1,2	1,3	-	-	-	-	-	-
Bi	0,01	< LD	0,02	0,05	0,09	-	-	-	-	-	-
Hg	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	-	-	-	-	-	-
In	0,009	0,007	0,008	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-
Re	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	-	-	-	-	-	-
Sb	0,1	< LD	0,08	0,13	0,15	-	-	-	-	-	-
Se	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	-	-	-	-	-	-
Te	< LD	< LD	< LD	0,01	0,02	-	-	-	-	-	-
Tl	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	-	-	-	-	-	-
Ag	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	-	-	-	-	-	-
Cd	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	-	-	-	-	-	-
Co	15	13	14	15	14	-	-	-	-	-	-
Cu	4	2	1	12	41	-	-	-	-	-	-
Li	20	30	30	20	20	-	-	-	-	-	-
Mo	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	-	-	-	-	-	-
Ni	53	39	45	51	51	-	-	-	-	-	-
Pb	2	< LD	3	3	5	-	-	-	-	-	-
Sc	9	9	11	9	9	-	-	-	-	-	-
Zn	47	50	51	50	50	-	-	-	-	-	-
Au (ppb)	9	5	< LD	27	17	-	-	-	-	-	-

Échantillons commençant par des lettres (ex: TM) : cette étude; échantillons commençant par des chiffres (ex:234-) : études internes Eldorado Gold; < LD = en-dessous de la limite de détection; I2J-int-P = Diorite intermédiaire (porphyrique); I2J-int-MP = Diorite intermédiaire (microporphyrique)

Tableau C7 : Signature géochimique des protolithes

Échantillon	2344431	2344411	2344428	2344468	2344497	2344499	JD-2017-04	P4L-17-01	P4L-17-03	P4L-17-04	TML-216-01
Unité	I2J-int-P	I2J-int-P	I2J-int-P	I2J-int-MP	I2J-int-MP	I2J-int-MP	I2J-int-P	I2J-int-MP	I2J-int-MP	I2J-int-MP	I2J-int-P
SiO ₂ (% poids)	60,33	60,33	61,19	65,18	66,02	65,78	62,2	65,6	66,6	66,8	63,5
Al ₂ O ₃	15,63	15,74	15,9	16,12	16,44	16,31	16,1	16,25	16,6	16,6	16,15
Fe ₂ O ₃	3,73	3,82	3,91	3,32	3,65	3,52	3,91	3,33	3,35	3,36	3,94
CaO	4,9	5,02	5,34	3,71	3,96	3,7	5,03	3,08	3,31	3,59	5,26
MgO	2,9	3	2,99	1,86	2,01	2,06	2,95	1,93	1,94	1,92	2,95
Na ₂ O	4,81	4,07	4,76	5,18	5,55	6,18	5,05	6,5	6,02	5,87	5,04
K ₂ O	0,91	1,76	0,71	1,1	0,42	0,19	0,57	0,16	0,51	0,59	0,95
TiO ₂	0,3	0,32	0,32	0,31	0,34	0,33	0,32	0,32	0,32	0,32	0,3
MnO	0,06	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,07	0,04	0,04	0,05	0,07
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,11	0,09	0,1	0,1	0,11	0,1	0,1	0,1	0,11
SrO	0,05	0,06	0,06	0,04	0,04	0,05	0,09	0,06	0,04	0,06	0,09
BaO	0,06	0,09	0,07	0,05	0,03	0,02	0,05	0,01	0,02	0,04	0,07
PAF	5	5,08	4,62	2,73	1,27	1,55	3,2	2,31	3,1	1,99	1,32
Total	98,85	99,56	100,15	99,85	99,97	99,96	99,66	99,7	101,96	101,3	99,76
CO ₂ (% poids)	-	-	-	-	-	-	1,3	1	1,5	0,9	< LD
S (% poids)	-	-	-	-	-	-	0,02	0,01	0,01	0,02	0,27
Ba (ppm)	519	817	639	432	194	129,5	450	127,5	206	342	661
Ce	18,4	18,7	18,9	14	15,2	14,1	21	13,1	14,3	14,8	20,7
Cr	90	90	90	60	70	50	110	60	80	80	110
Cs	1,47	3,01	1,43	2,22	3,27	2,05	2,77	0,42	1,13	1,51	0,79
Dy	1,15	1,12	1,06	1	1,22	1,16	1,29	1,09	1,08	1,09	1,15
Er	0,63	0,66	0,62	0,61	0,61	0,6	0,67	0,63	0,62	0,67	0,7
Eu	0,46	0,49	0,52	0,51	0,62	0,56	0,6	0,55	0,52	0,6	0,52
Ga	15,7	16,2	15,8	19,5	22,5	21,3	17,9	22,2	23,1	24,5	18,7
Gd	1,54	1,42	1,4	1,57	1,6	1,61	1,54	1,51	1,54	1,57	1,5
Ge	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Hf	2	1,9	2	2,4	2,7	2,5	2	2,6	2,7	2,7	2
Ho	0,22	0,21	0,2	0,18	0,22	0,21	0,24	0,2	0,19	0,22	0,22
La	8,9	9	9,1	6,3	7	6,5	9,9	6	6,7	7	9,9
Lu	0,1	0,11	0,11	0,08	0,09	0,08	0,08	0,09	0,09	0,1	0,1
Nb	3,1	3	3,7	2,7	2,8	2,6	3,2	2,6	2,7	2,9	3,3
Nd	9,4	9,7	9,7	7,6	8,7	8,4	10,3	8,2	8,8	9,3	10,4
Pr	2,24	2,38	2,4	1,78	1,99	1,92	2,46	1,88	2,03	2,05	2,47
Rb	24,9	53,1	19,7	25,6	11,4	5,3	18,7	3,8	12,4	16,1	25,8
Sm	1,82	1,78	1,76	1,91	2,04	1,89	1,87	1,86	1,89	1,95	1,82
Sn	< LD	< LD	< LD	1	1	1	< LD	1	1	1	< LD
Sr	431	525	584	324	424	462	784	528	336	544	763
Ta	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2
Tb	0,18	0,21	0,19	0,19	0,24	0,21	0,19	0,19	0,2	0,22	0,19
Th	1,35	1,42	1,41	1,07	1,1	1,07	1,58	1,01	1,09	1,11	1,58
Tm	0,09	0,09	0,09	0,08	0,09	0,09	0,1	0,09	0,11	0,1	0,09
U	0,42	0,44	0,41	0,41	0,42	0,42	0,47	0,42	0,43	0,43	0,48
V	70	70	69	49	56	52	74	50	52	52	74
W	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	1	1	1	1	1
Y	5,9	6,3	6,3	5,4	6,2	6	6,3	5,5	5,4	5,6	6,1
Yb	0,73	0,65	0,67	0,6	0,67	0,62	0,73	0,54	0,56	0,57	0,68
Zr	70	69	69	86	91	88	72	91	91	96	77
As	-	-	-	-	-	-	1,6	0,7	0,6	0,4	0,4
Bi	-	-	-	-	-	-	0,03	0,02	0,06	0,05	0,02
Hg	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
In	-	-	-	-	-	-	0,006	0,008	0,008	0,008	< LD
Re	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Sb	-	-	-	-	-	-	0,15	0,08	0,05	0,06	< LD
Se	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Te	-	-	-	-	-	-	0,01	< LD	< LD	< LD	< LD
Tl	-	-	-	-	-	-	0,03	< LD	< LD	0,05	0,09
Ag	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Cd	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Co	-	-	-	-	-	-	14	10	9	9	13
Cu	-	-	-	-	-	-	17	2	3	8	4
Li	-	-	-	-	-	-	20	20	10	20	10
Mo	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD	1	1	1
Ni	-	-	-	-	-	-	38	34	43	36	41
Pb	-	-	-	-	-	-	4	8	9	7	5
Sc	-	-	-	-	-	-	9	7	7	6	9
Zn	-	-	-	-	-	-	47	42	57	47	43
Au (ppb)	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD	< LD	8	< LD

Échantillons commençant par des lettres (ex: TM) : cette étude; échantillons commençant par des chiffres (ex:234-) : études internes Eldorado Gold; < LD = en-dessous de la limite de détection; I2J-int-P = Diorite intermédiaire (porphyrique); I2J-int-MP = Diorite intermédiaire (microporphyrique)

Tableau C8 : Signature géochimique des protolithes

Échantillon	TM-38-08	TM-38-09	TM-38-10	TM-38-11	TM-38-12	TM-38-13	TM-38-17	TM-38-18	2344400	2344413	T-42-01
Unité	Tuf-Tri	Tuf-Tri	Tuf-Tri	Tuf-Tri	Tuf-Tri	Tuf-Tri	Tuf-Tri	Tuf-Tri	Tuf-Tri	Tuf-Tri	Tuf-Tri
SiO ₂ (% poids)	54,9	49,2	48,7	56,6	48,5	53,1	50,2	53	47,28	56,89	49,1
Al ₂ O ₃	16,35	17,55	18,35	16,1	16,05	16,7	18,8	18,25	16,51	18,35	17,6
Fe ₂ O ₃	9,66	11,7	10,9	9,22	13,8	9,48	9,62	9,03	13,04	6,1	11,95
CaO	7,14	7,09	7,73	6,12	8,34	7,46	8,23	8,75	12,05	5,03	8,39
MgO	4,49	5,33	5,72	4,6	5,02	4,69	4,42	3,92	4,06	4,55	5,35
Na ₂ O	2,59	2,72	3,18	2,8	2,51	1,93	2,93	2,94	1,15	4,07	1,48
K ₂ O	0,58	0,84	0,77	0,71	0,82	0,14	0,6	0,77	0,58	0,54	1,1
TiO ₂	0,88	0,9	0,95	0,78	0,85	0,85	1,03	0,85	0,85	0,99	0,92
MnO	0,26	0,23	0,28	0,22	0,34	0,23	0,27	0,28	0,38	0,17	0,31
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,14	0,12	0,14	0,13	0,11	0,14	0,12	0,13	0,15
SrO	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
BaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
PAF	2,96	2,55	1,73	1,73	2,08	3,75	3,32	1,94	2,84	2,45	3,24
Total	99,98	98,31	98,5	99,05	98,5	98,51	99,59	99,93	101,1	99,49	99,65
CO ₂ (% poids)	0,8	0,3	< LD	< LD	< LD	0,4	0,5	0,2	-	-	< LD
S (% poids)	0,25	0,55	0,32	0,31	1,79	0,8	0,42	0,3	-	-	0,1
Ba (ppm)	142	199	171,5	165	222	55,2	185,5	194,5	155,5	276	299
Ce	22,5	26,1	27,6	19,4	24,9	25,3	24,8	25,2	19,3	17,9	28,9
Cr	70	70	80	60	80	60	90	70	60	140	100
Cs	2,99	3,48	2,55	2,26	2,39	0,59	1,54	2,25	1,31	1,01	5,02
Dy	3,52	3,96	4,06	3,11	3,72	4,06	3,52	3,83	3,24	3,31	4,01
Er	2,23	2,45	2,51	2,11	2,41	2,49	2,22	2,44	2,44	1,92	2,83
Eu	1,02	1,18	1,1	0,91	0,99	1,13	1,08	1,08	0,85	1,01	1,27
Ga	16,7	18,5	18,3	15,8	15,9	17	18	18,4	16,4	19,3	22,2
Gd	3,64	3,98	4,15	3,23	3,75	4,22	3,64	3,92	3,64	3,57	4,48
Ge	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	-	-	< LD
Hf	2	2,3	2,4	1,9	2,1	2	2,2	2,1	2,1	2,4	2,5
Ho	0,76	0,82	0,85	0,68	0,77	0,83	0,75	0,82	0,74	0,64	0,89
La	9,6	10,9	11,5	8,2	11	10,9	10,9	11,3	8,5	6,9	13,6
Lu	0,31	0,38	0,37	0,32	0,35	0,34	0,33	0,36	0,39	0,31	0,46
Nb	2,8	2,8	3,1	2,4	2,6	2,6	2,7	2,7	2,4	3,2	3
Nd	13,7	15,9	16,9	12,3	15	15,5	15,1	15,4	12,7	13,3	19,8
Pr	3,12	3,7	3,82	2,77	3,36	3,53	3,48	3,54	2,84	2,83	4,31
Rb	21,7	26,9	23,2	21,2	24,1	5,5	15,6	21,9	13,9	15,1	42,6
Sm	3,68	4,03	4,28	3,05	3,95	4,02	3,58	4,04	3,25	3,29	4,65
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	180	212	219	185,5	187,5	234	240	236	249	204	216
Ta	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,3	0,3	0,2
Tb	0,55	0,62	0,66	0,5	0,57	0,64	0,55	0,59	0,63	0,58	0,7
Th	1,03	1,34	1,54	0,92	1,46	1,22	1,15	1,01	0,92	0,83	1,61
Tm	0,3	0,36	0,36	0,27	0,35	0,35	0,29	0,35	0,34	0,26	0,43
U	0,24	0,32	0,32	0,28	0,31	0,27	0,27	0,24	0,21	0,18	0,33
V	270	278	291	237	286	258	313	265	214	239	272
W	1	2	1	1	1	1	2	4	1	1	1
Y	19,5	22,3	21,7	17,9	20,7	22,7	19,9	22,2	21,8	18,7	22,5
Yb	2,04	2,48	2,51	1,96	2,4	2,37	2,22	2,36	2,58	1,93	2,8
Zr	73	81	85	68	73	75	76	76	68	81	90
As	1,7	1,6	2,5	1,7	1,7	4,3	3,1	1,3	-	-	1,5
Bi	0,02	0,03	0,04	0,03	0,17	0,07	0,04	0,02	-	-	0,02
Hg	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	-	-	< LD
In	0,006	0,005	0,011	0,01	0,007	0,005	0,007	0,006	-	-	0,01
Re	< LD	0,005	< LD	< LD	0,007	< LD	0,006	0,008	-	-	0,002
Sb	0,07	< LD	< LD	< LD	0,06	0,1	0,12	0,06	-	-	0,08
Se	0,2	0,4	0,3	0,2	1	0,2	0,4	0,2	-	-	0,2
Te	0,02	0,08	0,02	0,01	0,23	0,09	0,04	0,03	-	-	0,01
Tl	0,12	0,13	0,11	0,09	0,13	< LD	0,05	0,09	-	-	0,19
Ag	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	-	-	< LD
Cd	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	-	-	< LD
Co	22	33	32	19	28	24	28	19	-	-	29
Cu	42	93	84	57	155	65	83	61	-	-	68
Li	20	20	20	20	10	20	20	10	-	-	30
Mo	1	7	2	< LD	22	1	19	17	-	-	4
Ni	28	36	37	29	36	32	32	27	-	-	34
Pb	< LD	2	< LD	< LD	3	< LD	2	< LD	-	-	5
Sc	33	38	35	28	45	32	43	32	-	-	36
Zn	77	95	86	72	82	78	98	82	-	-	93
Au (ppb)	< LD	< LD	8	6	14	< LD	10	11	-	-	8

Échantillons commençant par des lettres (ex: TM) : cette étude; échantillons commençant par des chiffres (ex:234-) : études internes Eldorado Gold; < LD = en-dessous de la limite de détection; Tuf-Tri = Tuf de Triangle

Tableau C9 : Signature géochimique des protolithes

Échantillon	T-42-02	T-42-03	T-42-04	T-42-05	T-42-06	T-42-07	T-42-08	P4-24-12	P4-24-13	P4-28-01	P4-28-02
Unité	Tuf-Tri	Tuf-Tri	Tuf-Tri	Tuf-Tri	Tuf-Tri	Tuf-Tri	Tuf-Tri	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro
SiO ₂ (% poids)	50,4	47,8	50,3	46,3	48,7	51,4	49,9	53,4	52,1	50	57,5
Al ₂ O ₃	17,15	16,85	17,6	17,3	17,45	17,5	17,1	15,8	15,85	15,6	15,1
Fe ₂ O ₃	12,15	11,1	11,1	10,25	10,2	8,83	9,62	13	12,75	13,35	12,35
CaO	6,73	10,7	7,21	12,2	9,91	10,1	11,35	7,92	8,96	7,98	5,29
MgO	5,21	4,25	5,05	4,68	5,15	3,93	4,2	3,72	3,64	4,58	2,49
Na ₂ O	2,12	1,55	2,43	3,23	2,83	3,02	1,89	2,23	2,1	2,4	4,29
K ₂ O	0,85	1,31	0,84	0,78	0,44	0,14	0,23	0,04	0,03	0,05	0,11
TiO ₂	0,92	0,88	0,96	0,92	0,91	0,91	0,91	1,28	1,32	1,41	1,19
MnO	0,29	0,33	0,26	0,25	0,28	0,26	0,25	0,19	0,19	0,18	0,2
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,14	0,15	0,12	0,13	0,15	0,17	0,15	0,17	0,26
SrO	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,03
BaO	0,03	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	< LD	< LD	0,01	0,01
PAF	3,16	3,28	3,14	3,13	3,05	3,39	3,45	3,54	3,83	3,85	2,42
Total	99,19	98,28	99,1	99,24	99,09	99,66	99,11	101,31	100,94	99,61	101,24
CO ₂ (% poids)	< LD	1	< LD	1,2	0,3	0,6	0,6	0,8	1,1	0,8	0,6
S (% poids)	0,49	0,32	0,45	0,79	0,48	0,52	0,3	0,04	0,03	0,06	0,06
Ba (ppm)	232	309	254	134	93,4	51,4	66,5	32	34	76,8	107
Ce	28,1	26,6	28,2	27,4	22,4	27,9	32,1	18,5	16,6	13,6	27,9
Cr	80	80	130	110	120	100	100	20	30	20	20
Cs	3,76	4,05	2,42	2,39	1,32	0,59	0,88	0,2	0,18	0,61	0,45
Dy	4,11	3,26	3,92	3,91	3,48	3,86	3,94	4,25	3,83	3,61	5,82
Er	2,85	2,19	2,75	2,7	2,46	2,76	2,58	2,67	2,44	2,15	3,89
Eu	1,27	1,02	1,29	1,25	1,02	1,21	1,25	1,15	1,08	0,95	1,42
Ga	19,8	18,8	21,5	21,1	19,1	20,6	21,1	19,4	19,3	19,1	20,9
Gd	4,32	3,91	4,5	4,39	3,74	4,32	4,72	4,04	3,65	3,29	5,81
Ge	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Hf	2,3	2,2	2,4	2,3	2,3	2,4	2,4	2,3	2	1,8	3,5
Ho	0,87	0,7	0,85	0,83	0,72	0,8	0,82	0,97	0,88	0,79	1,38
La	13,5	12,8	13,8	12,7	10,4	13,5	15,4	8,4	7,3	5,8	12,3
Lu	0,44	0,33	0,41	0,4	0,37	0,41	0,42	0,43	0,39	0,36	0,62
Nb	2,7	2,5	3,4	3	2,7	2,9	2,9	4,5	4,2	3,9	7,2
Nd	18,7	17,9	19,7	18,8	16	19,3	21,7	11,4	10,5	9	17,2
Pr	4,1	3,81	4,15	4,13	3,35	4,08	4,65	2,5	2,22	1,89	3,8
Rb	28,7	40,6	27,8	23,7	12,9	4	8,5	0,8	0,9	1,5	2,3
Sm	4,56	4,17	4,61	4,44	3,83	4,43	5,1	3,14	2,8	2,44	4,74
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	174	213	198	290	224	306	370	206	201	272	228
Ta	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,3	0,3	0,2	0,4
Tb	0,71	0,57	0,68	0,67	0,56	0,66	0,72	0,68	0,63	0,57	0,99
Th	1,16	1,63	1,58	1,33	1,21	1,26	1,89	0,66	0,61	0,56	1,06
Tm	0,4	0,33	0,42	0,38	0,34	0,39	0,37	0,41	0,37	0,35	0,56
U	0,26	0,36	0,33	0,33	0,28	0,32	0,43	0,16	0,16	0,13	0,26
V	237	231	276	275	247	256	271	334	370	472	189
W	1	16	9	4	2	2	3	< LD	< LD	1	1
Y	22,5	18,5	22,7	22,1	19	22,4	22,6	25,6	23,4	21,2	37,1
Yb	2,78	2,2	2,65	2,46	2,31	2,73	2,48	2,72	2,47	2,21	4,02
Zr	81	77	91	87	82	85	86	78	71	62	119
As	1,7	2,1	2,3	2,6	2	2,1	1,7	1,2	1,3	3,8	3,7
Bi	0,02	0,03	0,03	0,06	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	< LD	0,01
Hg	< LD	< LD	< LD	0,005	< LD	< LD	< LD	0,011	0,014	0,012	0,009
In	0,007	0,011	0,01	0,013	0,009	0,01	0,009	0,014	0,014	0,011	0,015
Re	0,009	0,001	0,004	0,008	0,007	0,006	0,01	0,001	0,001	< LD	0,001
Sb	0,05	0,06	0,05	0,08	0,06	0,1	0,09	0,13	0,14	0,17	0,15
Se	0,9	0,4	0,5	0,7	0,4	0,6	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3
Te	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	< LD	0,01	0,01
Tl	0,15	0,22	0,13	0,11	0,06	0,02	0,04	< LD	< LD	< LD	< LD
Ag	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Cd	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	0,6	0,7	< LD
Co	30	30	27	29	28	28	24	29	30	35	25
Cu	63	85	88	91	117	104	81	100	123	139	78
Li	30	20	30	10	20	20	20	20	20	20	10
Mo	17	2	8	18	12	12	24	< LD	< LD	1	< LD
Ni	30	34	29	31	30	30	27	21	22	36	12
Pb	3	3	2	5	4	4	4	< LD	< LD	< LD	< LD
Sc	39	42	38	41	42	43	37	31	31	35	28
Zn	88	74	89	81	94	83	71	109	108	122	124
Au (ppb)	< LD	6	10	7	8	< LD	7	5	10	< LD	< LD

Échantillons commençant par des lettres (ex: TM) : cette étude; échantillons commençant par des chiffres (ex:234-) : études internes Eldorado Gold; < LD = en-dessous de la limite de détection; Tuf-Tri = Tuf de Triangle; Gabbro = Gabbro du gisement Cheminée No. 4

Tableau C10 : Signature géochimique des protolithes

Échantillon	P4-28-14	P4-28-15	P4-29-01	2344435	2344437	2344438	JD-2017-03	P4L-02401	P4L-02B-01	P4L-13-01	P4L-34-01
Unité	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro
SiO ₂ (% poids)	56,1	56	56,9	52,98	53,47	54,9	57	52,7	51,4	50,4	52,3
Al ₂ O ₃	16,55	16,45	16,5	15,8	15,69	16,41	14,65	15,8	15,2	18,3	17,4
Fe ₂ O ₃	11,5	11,35	11,6	12,4	12,43	12,06	12,25	12,5	12,85	12,55	11,4
CaO	7,62	5,52	6,86	8,22	7,64	3,93	5,16	7,4	7,71	8,63	8,58
MgO	2,19	2,11	2,29	3,25	3,11	3,35	2,43	3,13	3,76	4,04	3,56
Na ₂ O	3,25	5	3,65	2,5	2,53	4,5	4,34	2,47	2,58	2,65	3,12
K ₂ O	0,09	0,18	0,06	0,04	0,04	0,16	0,08	0,02	0,01	0,01	0,1
TiO ₂	1,15	1,13	1,13	1,26	1,31	1,22	1,16	1,23	1,3	1,18	1
MnO	0,18	0,17	0,21	0,19	0,2	0,17	0,19	0,2	0,19	0,19	0,16
P ₂ O ₅	0,25	0,24	0,24	0,2	0,19	0,23	0,26	0,23	0,17	0,17	0,15
SrO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02
BaO	0,01	0,02	0,01	< LD	0,01	0,02	0,01	< LD	< LD	< LD	0,01
PAF	2,19	2,74	2,19	2,89	2,77	3,25	2,06	2,66	3,47	2,87	2,01
Total	101,1	100,93	101,66	99,92	99,67	100,45	99,61	98,37	98,66	101,02	99,82
CO ₂ (% poids)	0,2	1,1	0,2	-	-	-	0,5	0,3	1,1	0,2	< LD
S (% poids)	0,06	0,06	0,11	-	-	-	0,06	0,05	0,02	0,02	0,02
Ba (ppm)	48,1	128	102,5	31	66,2	151	110	29,5	24,1	28,9	114
Ce	21,7	22,6	21,8	17,5	17,9	22,6	25,6	19,9	17,5	14,4	16,6
Cr	20	10	10	20	10	10	20	20	30	30	50
Cs	0,26	0,43	0,21	0,46	0,14	0,25	0,64	0,43	0,16	0,23	0,87
Dy	5,05	5,16	5,2	4,5	4,63	5,41	6,19	4,91	4,16	3,81	3,85
Er	3,29	3,43	3,41	2,98	2,96	3,58	4,07	3,32	2,95	2,51	2,74
Eu	1,39	1,39	1,34	1,11	1,08	1,4	1,45	1,31	1,13	1,16	1,01
Ga	20,8	20,5	20,6	18,9	19,1	18	21	23,1	21,6	22,5	22,2
Gd	4,73	4,74	4,89	4,35	4,29	5,11	5,72	4,89	4,12	3,54	3,75
Ge	< LD	< LD	< LD	-	-	-	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Hf	2,9	2,9	2,9	2,7	2,8	3,4	2,9	3,4	2,9	2,1	2,3
Ho	1,14	1,14	1,2	0,95	0,96	1,2	1,44	1,08	0,92	0,81	0,86
La	9,3	10	9,5	7,5	8,1	10,3	10,9	9,6	8,3	6,8	8
Lu	0,53	0,53	0,56	0,42	0,46	0,53	0,55	0,48	0,47	0,4	0,39
Nb	5,7	5,8	5,9	5,2	5,3	6,8	7	5,6	5,1	4,3	4,6
Nd	14,1	14,3	14,3	11,2	12,2	14,2	16,2	14,2	12,7	10,5	12
Pr	2,92	3,07	3,06	2,36	2,44	2,98	3,38	3,01	2,56	2,17	2,43
Rb	2	3,6	1	1,2	0,7	3,4	1,6	0,7	0,2	0,2	2,5
Sm	3,82	3,83	3,73	3,35	3,47	4,1	4,71	4,11	3,53	3,35	3,26
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	218	199	218	158	193,5	126,5	171	217	168,5	219	202
Ta	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2
Tb	0,82	0,88	0,83	0,76	0,73	0,86	1	0,8	0,71	0,6	0,63
Th	0,9	0,94	0,94	0,76	0,78	0,98	1,13	0,75	0,67	0,61	0,62
Tm	0,5	0,49	0,5	0,4	0,44	0,51	0,59	0,51	0,44	0,39	0,38
U	0,21	0,24	0,23	0,15	0,2	0,24	0,27	0,21	0,17	0,14	0,15
V	165	160	178	255	235	156	167	249	315	309	234
W	< LD	1	< LD	< LD	1	< LD	1	1	< LD	1	1
Y	30,6	30,9	31,4	25,2	25,7	30,9	34,9	27,8	24,6	21,4	22,6
Yb	3,37	3,31	3,38	3,1	3,17	4,12	3,86	3,06	2,74	2,37	2,48
Zr	101	101	104	89	92	119	123	104	91	75	85
As	1,8	1,2	3,3	-	-	-	3,4	1,6	1	2,5	2,2
Bi	0,01	0,01	0,01	-	-	-	< LD	0,01	0,01	0,01	0,01
Hg	0,006	< LD	0,007	-	-	-	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
In	0,013	0,014	0,012	-	-	-	0,015	0,014	0,01	0,01	0,008
Re	0,001	0,001	0,001	-	-	-	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Sb	0,11	0,09	1,86	-	-	-	0,12	0,09	0,07	0,1	0,07
Se	< LD	0,3	0,2	-	-	-	0,2	0,2	< LD	0,3	0,2
Te	0,03	< LD	0,01	-	-	-	0,01	< LD	< LD	< LD	< LD
Tl	< LD	< LD	< LD	-	-	-	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Ag	< LD	< LD	< LD	-	-	-	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Cd	< LD	< LD	0,5	-	-	-	< LD	0,7	0,6	0,5	< LD
Co	23	21	23	-	-	-	23	31	32	33	31
Cu	61	70	84	-	-	-	64	95	85	131	118
Li	10	10	10	-	-	-	10	20	20	20	10
Mo	1	1	< LD	-	-	-	< LD	< LD	< LD	< LD	1
Ni	9	8	9	-	-	-	10	17	25	27	26
Pb	< LD	< LD	3	-	-	-	2	< LD	< LD	< LD	4
Sc	26	24	25	-	-	-	26	31	33	32	27
Zn	107	108	136	-	-	-	105	136	105	110	86
Au (ppb)	18	< LD	< LD	-	-	-	5	< LD	< LD	< LD	< LD

Échantillons commençant par des lettres (ex: TM) : cette étude; échantillons commençant par des chiffres (ex:234-) : études internes Eldorado Gold; < LD = en-dessous de la limite de détection; Gabbro = Gabbro du gisement Cheminée No. 4

Tableau C11 : Signature géochimique des protolithes

Échantillon	2344462	2344463	2344465	2344410	2344425	2344476	2344500	TM-61-01	TM-173-01	2344471	2344472
Unité	I2J-c	I2J-c	I2J-c	I2J-c	I2J-c	I2J-c	I2J-c	Dyke PF	Dyke PF	Dyke PF	Dyke PF
SiO ₂ (% poids)	58,07	52,57	57,09	56,38	62,33	57,77	57,99	55,2	60,9	53,09	53,12
Al ₂ O ₃	18,16	18,76	17,9	18,3	16,98	18,12	17,41	17,75	17,6	17,49	17,37
Fe ₂ O ₃	4,52	7,95	6,44	6,91	3,78	6,22	6,64	5,73	4,23	5,8	5,89
CaO	7,48	7,63	5,38	5,1	4,89	1,59	3,74	8,37	3,93	8,98	8,65
MgO	3,88	4,92	3,97	4,05	1,87	5,79	3,14	5,35	3,79	5,13	5
Na ₂ O	3,05	2,44	3,86	4,52	4,1	6,21	6,15	2,9	5,11	2,91	3,1
K ₂ O	0,06	0,45	0,95	0,24	1,02	0,13	0,29	0,9	1,1	0,78	1,12
TiO ₂	0,51	0,55	0,59	0,53	0,42	0,53	0,5	0,95	1,12	0,96	0,93
MnO	0,05	0,16	0,15	0,13	0,07	0,09	0,12	0,13	0,09	0,14	0,15
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,12	0,11	0,08	0,1	0,1	0,18	0,28	0,18	0,19
SrO	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,01	0,02	0,04	0,03	0,04	0,03
BaO	0,01	0,01	0,04	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,06	0,02	0,04
PAF	3,04	3,4	2,83	3,86	3,4	3,39	3,79	2,97	1,86	4,02	3,46
Total	99,27	99,8	99,56	100,3	99,07	100,05	100	100,55	100,11	99,74	99,27
CO ₂ (% poids)	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,3	-	-
S (% poids)	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,02	-	-
Ba (ppm)	41,5	114	316	272	262	48,4	102,5	207	535	130	348
Ce	13,9	13,4	15,5	14,3	11,2	13,7	11,3	30,6	41,9	33,5	33,5
Cr	70	90	130	30	40	80	30	380	40	350	390
Cs	0,22	0,97	1,66	0,35	1,68	0,82	1,41	0,96	1,42	0,62	0,62
Dy	2,21	2,55	2,79	2,46	1,37	1,73	2,25	3,7	5,31	3,92	3,91
Er	1,46	1,62	2,05	1,97	0,95	1,23	1,63	2,04	3,17	2,33	2,49
Eu	0,58	0,69	0,75	0,71	0,55	0,38	0,7	1,2	1,45	1,18	1,31
Ga	14,8	16	18,8	17,5	17,2	12,7	16,6	18	19	18,4	19,1
Gd	2,33	2,51	3,01	2,5	1,72	1,92	2,13	4,06	5,76	4,57	4,96
Ge	-	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD	-	-
Hf	2,3	2,4	3,1	2,7	2,1	2,2	2,8	3,3	5,1	3,4	3,5
Ho	0,51	0,54	0,6	0,59	0,29	0,35	0,53	0,72	1,06	0,79	0,81
La	6	5,5	6,9	5,9	5,1	5,5	5,1	12,4	17,3	13,9	14,4
Lu	0,26	0,29	0,33	0,36	0,15	0,18	0,31	0,31	0,43	0,32	0,37
Nb	2,8	2,7	3,6	3,2	2	2,9	3	5	5,5	5	5
Nd	8,5	9	10,4	9,1	6,9	8,4	6,5	18,9	25,7	21,5	21,6
Pr	1,86	1,91	2,1	2,12	1,53	1,89	1,51	4,33	5,77	4,52	4,71
Rb	1,1	11,4	24,7	4,4	23	3	6,6	34,1	29,6	31,9	37,4
Sm	2,28	2,48	2,67	2,3	1,74	1,98	1,78	4,38	5,73	5,31	5,22
Sn	1	1	1	1	< LD	< LD	< LD	1	1	1	1
Sr	225	220	288	314	286	49	178	309	303	292	275
Ta	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3
Tb	0,37	0,42	0,48	0,43	0,26	0,3	0,34	0,6	0,86	0,71	0,7
Th	0,68	0,69	0,87	0,66	0,71	0,69	0,63	1,72	2,19	1,62	1,6
Tm	0,19	0,27	0,28	0,29	0,13	0,17	0,27	0,3	0,41	0,32	0,35
U	0,16	0,15	0,22	0,2	0,19	0,15	0,18	0,37	0,5	0,35	0,4
V	105	129	108	93	81	94	75	222	232	190	196
W	1	1	1	< LD	< LD	1	< LD	1	1	1	1
Y	12,5	14,8	17,6	17,2	9	10	14,6	19,3	29,2	20,3	21,3
Yb	1,76	2,1	2,33	2,13	0,95	1,33	1,89	2,14	2,83	2,39	2,33
Zr	79	81	114	98	75	81	92	123	175	122	122
As	-	-	-	-	-	-	-	1,4	1	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,02	-	-
Hg	-	-	-	-	-	-	-	0,005	0,008	-	-
In	-	-	-	-	-	-	-	< LD	0,017	-	-
Re	-	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD	-	-
Sb	-	-	-	-	-	-	-	0,12	0,06	-	-
Se	-	-	-	-	-	-	-	< LD	0,2	-	-
Te	-	-	-	-	-	-	-	0,01	< LD	-	-
Tl	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,08	-	-
Ag	-	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-	< LD	< LD	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	38	11	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	82	27	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	20	20	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-	1	< LD	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	175	31	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	4	< LD	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-	-	25	28	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	72	79	-	-
Au (ppb)	-	-	-	-	-	-	-	15	8	-	-

Échantillons commençant par des lettres (ex: TM) : cette étude; échantillons commençant par des chiffres (ex:234-) : études internes Eldorado Gold; < LD = en-dessous de la limite de détection; I2J-c = Diorite porphyrique précoce; Dyke PF = Dyke de porphyres feldspathique

Tableau C12 : Signature géochimique des protolithes

Échantillon	2344493	LD-001-09	LD-001-10	LD-001-11	LD-001-05	LD-001-06	LD-001-07	LD-001-08	LD-001-01	LD-001-02	LD-001-03	LD-001-04
Unité	Dyke PF	Tonalite	Tonalite	Tonalite	I2J quartz	I2J quartz	I2J quartz	I2J quartz	I2J amp	I2J amp	I2J amp	I2J amp
SiO ₂ (% poids)	59,22	65	65,1	64,6	66,1	66,3	66,8	65,3	55,7	54,9	55,7	54,6
Al ₂ O ₃	18,71	16,15	15,75	16,05	15,9	15,05	16,3	16,2	16,2	16,15	16,15	15,9
Fe ₂ O ₃	3,75	3,16	3,36	3,48	3,78	3,57	3,99	4,1	8,25	8,84	8,14	9,08
CaO	4,04	3,43	3,3	3,41	3,9	3,63	4,05	4,03	6,46	7,09	6,46	7,2
MgO	3,82	0,98	0,97	1,03	1,95	1,86	2,02	2,06	4,1	4,55	4,04	4,75
Na ₂ O	5,65	6,01	6,12	6,3	4,85	4,94	5,21	5,02	3,86	3,98	3,77	3,86
K ₂ O	1,01	1,2	0,68	0,96	1,12	1,35	0,93	1,12	2,41	2	2,43	1,95
TiO ₂	1,05	0,31	0,3	0,31	0,36	0,34	0,37	0,37	0,76	0,84	0,77	0,86
MnO	0,09	0,03	0,02	0,03	0,07	0,07	0,06	0,06	0,13	0,13	0,13	0,14
P ₂ O ₅	0,24	0,16	0,15	0,17	0,17	0,15	0,17	0,17	0,42	0,47	0,43	0,48
SrO	0,03	0,06	0,13	0,12	0,09	0,07	0,08	0,08	0,11	0,09	0,1	0,09
BaO	0,07	0,07	0,05	0,06	0,11	0,1	0,08	0,09	0,08	0,06	0,08	0,06
PAF	1,65	2,94	2,78	2,94	1,33	1,71	1,07	1,3	1,67	1,28	1,58	1,26
Total	99,49	99,5	98,71	99,46	99,74	99,15	101,14	99,91	100,16	100,39	99,79	100,24
CO ₂ (% poids)	-	1,4	1,3	1,6	0,5	1	0,2	< LD	0,7	0,6	0,6	0,6
S (% poids)	-	1,89	1,98	2,07	0,11	0,23	0,18	0,2	0,07	0,16	0,06	0,09
Ba (ppm)	665	561	443	484	1080	809	711	842	694	511	700	549
Ce	38,3	66,2	64	67,8	43,3	34,3	40,7	40	65,4	65,2	63,4	62,9
Cr	40	20	20	20	50	40	50	50	60	60	50	60
Cs	1,69	6,16	2,63	5,11	14,6	27,7	9,51	3,2	4,25	3,63	3,89	4,53
Dy	4,83	1,81	1,64	1,79	1,9	1,41	1,65	1,52	3,95	4,07	3,79	3,87
Er	2,87	0,96	0,89	1,06	0,98	0,8	0,96	0,97	2	2,02	2,05	1,98
Eu	1,45	1,19	1,17	1,2	0,91	0,76	0,79	0,84	1,83	1,8	1,63	1,71
Ga	21,2	18,4	17,9	18,2	20,9	16,7	19,9	19,1	21,4	20,1	20,3	19,2
Gd	5,54	3,27	3,15	3,42	2,43	2,01	2,22	2,52	5,56	6	5,12	5,59
Ge	-	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Hf	4,5	4,1	4	4,2	3,6	3	3,4	3,4	4,5	3,8	4,3	4
Ho	1,07	0,33	0,35	0,33	0,33	0,26	0,34	0,29	0,74	0,81	0,75	0,77
La	15,8	36,7	35,8	37,4	24,3	19,5	23	22,3	30,3	29,8	29	28,6
Lu	0,47	0,14	0,14	0,14	0,15	0,12	0,14	0,14	0,25	0,27	0,25	0,26
Nb	5,2	7,9	7,6	7,7	8,5	5,1	5,8	5,7	6,8	6,5	6,5	6,2
Nd	24,1	30,8	29,3	32	21,2	16,7	19,7	19,7	34,3	34,5	33,5	34
Pr	5,44	7,96	7,76	8,34	5,43	4,19	4,91	4,87	8,04	8,03	7,65	7,72
Rb	25,3	27,5	12	18,4	40,1	37,3	40,5	46,5	83,6	78,5	75,9	73,8
Sm	6,37	4,8	4,75	4,87	3,54	3,06	3,27	3,39	6,8	6,91	6,62	6,75
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	2
Sr	310	539	1060	963	858	618	731	757	903	727	857	723
Ta	0,3	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3
Tb	0,93	0,41	0,33	0,35	0,32	0,26	0,3	0,32	0,75	0,75	0,73	0,75
Th	1,9	5,74	5,91	5,67	4,94	3,35	4,01	3,87	5,25	4,11	4,88	4,54
Tm	0,48	0,14	0,15	0,14	0,14	0,12	0,14	0,14	0,31	0,28	0,26	0,27
U	0,49	1,74	1,84	1,85	1,51	1,06	1,28	1,22	1,4	1,15	1,34	1,25
V	206	35	34	32	64	51	62	63	154	160	147	163
W	1	10	6	11	2	2	1	1	1	1	1	1
Y	27,4	9,4	9	9,8	9,4	7,3	8,6	8,6	19,1	19,4	18,7	18,9
Yb	2,88	0,95	0,83	0,94	1,01	0,76	0,93	0,87	1,94	1,91	1,79	1,83
Zr	161	168	161	174	142	115	132	134	175	145	162	152
As	-	1,9	1,6	1,2	1,2	1,3	0,6	0,5	0,9	1,2	0,8	0,9
Bi	-	0,38	0,44	0,48	0,18	0,21	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03
Hg	-	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
In	-	< LD	0,006	0,005	0,007	0,007	0,005	< LD	0,01	0,01	0,009	0,014
Re	-	0,001	0,003	0,002	< LD	< LD	0,005	0,001	0,003	< LD	0,001	0,001
Sb	-	0,05	< LD	< LD	0,07	0,06	0,08	0,06	0,08	0,08	0,06	0,09
Se	-	0,9	1,1	1,4	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	0,2	< LD	0,2
Te	-	0,15	0,14	0,14	0,01	0,02	0,01	< LD	0,01	0,02	0,01	0,01
Tl	-	0,05	< LD	0,03	0,13	0,12	0,17	0,2	0,38	0,4	0,37	0,4
Ag	-	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Cd	-	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Co	-	8	6	6	9	10	11	9	23	26	25	27
Cu	-	11	10	4	3	11	62	6	74	78	79	99
Li	-	10	10	10	20	20	20	20	30	30	40	40
Mo	-	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	1	< LD	1	< LD	1	1
Ni	-	5	6	4	17	19	17	19	21	23	22	24
Pb	-	6	9	5	4	6	5	2	8	6	7	8
Sc	-	4	4	4	7	7	7	7	16	18	16	19
Zn	-	34	37	33	59	58	49	51	101	98	107	102
Au (ppb)	-	19	14	7	6	9	23	< LD	11	8	8	9

Échantillons commençant par des lettres (ex: TM) : cette étude; échantillons commençant par des chiffres (ex:234-) : études internes Eldorado Gold; < LD = en-dessous de la limite de détection; Dyke PF = Dyke de porphyres feldspathique; Tonalite = Tonalite de Lamaque; I2J quartz = Diorite à quartz de Lamaque; I2J amp = Diorite à amphibole de Lamaque

Tableau C13 : Lithogéochimie des zones d'altération hydrothermale – Tuf de Triangle

Échantillon	TM-14-33	TM-38-03	TM-38-04	TM-38-05	TM-38-06	TM-38-07	TM-38-14	TM-38-15	TM-38-16	T-42-09	T-42-10	T-42-11
Zone	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD
SiO ₂ (% poids)	49,3	43,7	47,7	45,1	49,2	52	50,5	51,1	50	49,1	46,9	51,5
Al ₂ O ₃	16,25	15	16,45	17,65	14,45	15,1	16,95	15,85	16,5	17,4	17,3	16,5
Fe ₂ O ₃	11,85	10,6	9,77	9,59	7,95	8,63	10,05	10,3	9,83	9,29	9,14	9,28
CaO	4,56	9,87	6,27	6,48	8,56	7,11	8,4	6,19	6,29	10,05	13,7	10,65
MgO	5,39	5,72	5,21	5,26	4,45	4,71	4,83	5,22	4,73	4,45	3,8	4,07
Na ₂ O	3,14	2,65	1,87	2,37	2,52	2,47	1,92	2,56	3,13	2,37	2,08	1,85
K ₂ O	0,77	0,28	1,7	1,75	1,02	0,73	0,23	0,35	1,06	0,23	0,04	0,03
TiO ₂	0,95	0,8	0,78	0,93	0,76	0,86	0,87	0,84	0,82	0,93	0,89	0,84
MnO	0,25	0,34	0,18	0,22	0,23	0,22	0,25	0,18	0,2	0,25	0,24	0,24
P ₂ O ₅	0,1	0,09	0,1	0,13	0,1	0,16	0,11	0,13	0,11	0,14	0,13	0,15
SrO	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,03	0,04	0,03
BaO	0,02	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	-0,01	-0,01
PAF	6,83	9,68	8,39	8,45	8,87	6,45	4,59	6,02	7,69	3,76	5,26	3,86
Total	99,45	98,77	98,48	98,00	98,16	98,49	98,75	98,78	100,42	98,02	99,53	99,01
CO ₂ (% poids)	3,2	6,5	4,6	4,8	6,2	4,4	1,3	2,4	4	0,8	2,6	1
S (% poids)	0,32	0,53	0,18	0,23	0,54	1,07	0,51	0,17	0,18	0,3	0,3	0,31
Ba (ppm)	139	92,5	257	258	141,5	88,4	69,1	69,3	341	71,6	26,8	20,1
Ce	11,5	18,8	16,6	19,6	21,6	31,4	21,3	27,2	20,5	26,7	26,8	30,9
Cr	80	70	120	90	110	80	60	60	50	80	100	80
Cs	1,77	0,39	0,79	0,93	0,73	0,55	0,61	0,86	0,92	0,91	0,15	0,11
Dy	2,77	3,22	2,86	3,79	3,3	3,86	3,67	3,86	3,66	3,26	3,57	3,79
Er	1,84	1,92	1,88	2,35	1,95	2,24	2,36	2,49	2,22	2,46	2,5	2,61
Eu	0,59	0,94	0,76	1,01	0,97	1,13	1	1,2	0,88	1,09	1,16	1,16
Ga	12,5	15,2	16,6	18,8	14,9	15,4	16,3	16,1	15,6	19,8	22	20
Gd	2,45	3,22	2,89	3,52	3,16	4,15	3,61	4,2	3,59	3,92	3,91	4,72
Ge	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Hf	1,7	1,9	2	2,2	1,8	2	2,2	2,1	1,9	2,3	2,3	2,3
Ho	0,59	0,69	0,63	0,77	0,65	0,78	0,76	0,83	0,8	0,71	0,78	0,82
La	4,6	8	6,8	8,1	9,6	13,7	9,8	11,8	8,8	12,9	12,4	14,8
Lu	0,3	0,29	0,3	0,34	0,29	0,33	0,37	0,35	0,34	0,35	0,39	0,4
Nb	2,1	2,3	7,5	3,9	2,7	2,7	2,8	2,6	2,4	2,8	2,7	2,7
Nd	8	11,9	10,5	13,1	12,8	18,2	13,2	16,3	12,9	18	18,5	21,3
Pr	1,72	2,6	2,38	2,83	2,95	4,21	2,94	3,77	2,91	3,77	3,96	4,45
Rb	17,4	8	42,4	44,4	29,4	19,8	9,1	14,2	28,6	10,1	1,4	0,8
Sm	2,1	3,17	2,81	3,44	3,22	4,32	3,55	4	3,39	4,03	4,15	4,57
Sn	< LD	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	201	148,5	113	263	223	216	242	198,5	116,5	276	356	283
Ta	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Tb	0,42	0,51	0,43	0,58	0,49	0,59	0,53	0,64	0,55	0,62	0,62	0,66
Th	0,42	0,85	0,98	0,89	1,16	2,23	0,9	1,52	0,97	1,23	1,46	1,52
Tm	0,28	0,25	0,27	0,33	0,27	0,33	0,33	0,34	0,33	0,33	0,37	0,41
U	0,14	0,19	0,18	0,2	0,25	0,44	0,2	0,35	0,23	0,33	0,31	0,34
V	186	243	253	289	262	273	255	263	249	242	268	252
W	2	2	3	12	6	6	6	3	6	2	2	7
Y	15,7	18,4	16,9	20	17,7	21,3	21,1	22,1	20,3	18,8	19,7	21,9
Yb	1,76	1,89	2,06	2,32	1,92	2,29	2,33	2,48	2,28	2,08	2,43	2,56
Zr	61	67	70	79	64	72	76	75	69	82	84	84
As	4,3	1,9	3,9	4,5	5,1	3,3	3,4	1,9	3,8	1,6	2	1,2
Bi	0,04	0,07	0,03	0,04	0,1	0,08	0,05	0,04	0,03	0,02	0,04	0,03
Hg	< LD	0,005	< LD	0,006	< LD	< LD	< LD	< LD	0,005	< LD	< LD	< LD
In	0,034	0,022	0,021	0,02	0,03	0,033	0,007	0,018	0,021	0,01	0,012	0,01
Re	0,001	0,003	< LD	< LD	0,003	< LD	0,001	< LD	< LD	0,01	0,003	0,003
Sb	0,06	0,06	0,06	0,09	0,26	0,07	0,09	0,07	0,1	0,07	0,13	0,08
Se	< LD	0,6	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	< LD	0,4	0,5	0,5
Te	0,05	0,06	0,02	0,07	0,12	0,11	0,05	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01
Tl	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	0,05	< LD	< LD
Ag	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Cd	< LD	0,5	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Co	26	32	28	26	29	29	23	24	22	26	27	25
Cu	81	67	60	48	46	63	67	82	66	137	66	49
Li	30	30	20	30	30	30	20	30	20	20	20	20
Mo	2	7	< LD	1	4	1	< LD	< LD	< LD	14	10	6
Ni	35	40	40	32	54	31	32	32	30	25	37	27
Pb	< LD	< LD	< LD	2	3	5	< LD	< LD	< LD	3	5	4
Sc	29	34	34	31	39	40	35	35	31	38	43	39
Zn	128	108	85	125	81	105	73	80	73	76	69	77
Au (ppb)	22	< LD	< LD	50	31	388	6	< LD	< LD	9	< LD	6

< LD = Sous la limite de détection; AD = Zone d'altération distale; AP = Zone d'altération proximale

Tableau C14 : Lithogéochimie des zones d'altération hydrothermale – Tuf de Triangle

Échantillon	T-42-12	T-42-13	T-42-14	TA-42-01	TA-161-01	TA-75-01	TA-214-01	TA-78-01	TA-84-01	TA-151-01	TA-97-01	TA-66-01
Zone	AD	AP	AP	AP	AP	AP	AP	AP	AP	AP	AP	AP
SiO ₂ (% poids)	52,6	45,2	41,3	46,3	38,6	37,5	41,7	38,1	37,4	36	38,7	31,8
Al ₂ O ₃	17,05	15,1	18,85	18,6	14,85	13,9	13,95	15,5	16,65	23,1	14,25	19,15
Fe ₂ O ₃	9,56	8,65	8,76	7,92	9,2	10,3	9,43	10,35	9,34	11,85	9,59	8,93
CaO	9,25	8,69	8,15	6,68	8,66	8,69	7,89	7,8	7,76	4,65	8,35	9,89
MgO	4,2	3,61	3,72	3,39	4,43	4,2	4,23	4,14	4,25	2,58	3,97	4,14
Na ₂ O	2,06	1,6	2,54	3,44	0,47	2,55	0,62	0,55	0,68	1,18	2,28	2,53
K ₂ O	0,13	2,15	2,33	1,86	4,01	2,92	3,95	4,5	4,56	5,83	3,07	3,75
TiO ₂	0,92	0,82	0,97	1,08	0,8	0,81	0,77	0,9	0,9	1,36	0,82	0,94
MnO	0,24	0,24	0,19	0,15	0,2	0,24	0,21	0,22	0,18	0,1	0,21	0,21
P ₂ O ₅	0,19	0,15	0,17	0,15	0,11	0,09	0,08	0,1	0,1	0,13	0,1	0,13
SrO	0,03	0,02	0,03	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05
BaO	0,01	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,06	0,06	0,07	0,03	0,04
PAF	3,74	8,25	8,31	6,77	11,85	11,3	11,2	11,35	12,5	13,1	11,35	12,2
Total	100,00	94,52	95,37	96,44	93,26	92,60	94,11	93,62	94,43	100,01	92,77	93,77
CO ₂ (% poids)	0,6	6,7	6,2	4,3	12,1	12,2	11,2	10,9	11,2	6,4	11,6	13,1
S (% poids)	0,25	1,52	2,84	2,87	2,89	4,94	4,31	5,27	4,11	7	4,26	2,42
Ba (ppm)	73,7	290	373	303	318	445	374	510	504	600	241	367
Ce	36,3	26,3	32,3	21,8	15,5	12,9	11	12,2	16,4	20	11,5	20,6
Cr	130	80	100	90	90	80	80	90	90	130	80	100
Cs	0,25	1,23	1,7	1,4	1,74	1,6	1,91	2,31	2,44	3,41	1,62	2,27
Dy	4,04	3,36	4,02	3,71	3,38	3,13	3,03	3,48	3,94	4,99	3,55	4,25
Er	2,74	2,52	2,71	2,32	2,13	1,93	1,89	2,28	2,49	3,33	2,2	2,75
Eu	1,34	1,04	1,19	1,01	0,86	0,79	0,7	0,86	0,89	1,14	0,72	1,09
Ga	21,2	18	23,4	20,2	17	15,9	16,9	18,3	20,5	29,6	16,9	22,4
Gd	5,05	4,06	4,43	4,06	3,39	2,83	3,03	2,95	3,57	4,55	3,02	4,05
Ge	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Hf	2,5	2,1	2,6	2,7	1,8	1,8	1,8	1,9	2,2	3,2	1,8	2,8
Ho	0,9	0,71	0,88	0,79	0,71	0,66	0,62	0,77	0,78	1,08	0,74	0,81
La	17,2	12,3	15,5	8	6	5,3	4,3	4,9	6,4	8,3	4,7	8,7
Lu	0,37	0,36	0,41	0,34	0,3	0,29	0,34	0,33	0,33	0,49	0,35	0,41
Nb	2,9	2,6	3,3	4,8	2,2	2,4	2,3	2,4	2,8	4	2,2	4
Nd	25,6	17,8	21,8	15,7	10,9	9,7	8,1	9,1	11,4	14,4	8,7	13,9
Pr	5,26	3,85	4,73	3,33	2,14	1,82	1,65	1,79	2,28	3,02	1,77	2,98
Rb	4,8	63,3	67,8	51,8	102	75,6	97,7	112,5	120	167,5	80,9	104,5
Sm	5,71	4,01	5,19	3,5	2,75	2,45	2,23	2,49	2,9	3,9	2,8	3,64
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	250	161	237	370	271	331	284	298	370	404	356	440
Ta	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,2	0,3
Tb	0,74	0,59	0,68	0,59	0,53	0,49	0,46	0,53	0,62	0,69	0,46	0,53
Th	2,09	1,43	2,07	0,78	0,78	0,53	0,47	0,41	0,78	0,83	0,37	0,83
Tm	0,36	0,34	0,38	0,36	0,3	0,3	0,26	0,3	0,32	0,47	0,32	0,38
U	0,45	0,32	0,46	0,37	0,25	0,19	0,17	0,16	0,41	0,31	0,15	0,23
V	287	222	268	243	232	224	229	264	273	398	237	235
W	2	7	30	25	20	19	16	18	29	38	14	22
Y	22,7	19,2	22,6	20,4	18,5	17,3	16,6	18,8	20,6	26,5	18,9	21
Yb	2,45	2,28	2,61	2,28	1,99	2,09	1,94	2,03	2,21	3,42	2,15	2,58
Zr	86	75	95	103	65	64	61	67	75	115	63	108
As	1,2	4,5	8,5	3	6	12,9	4	6,6	11,4	9,3	3,7	14,9
Bi	0,02	0,26	0,2	0,67	0,68	1,7	1,38	1,29	1,8	1,36	1,82	0,61
Hg	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	0,007	0,008	0,029	0,083	< LD	0,056	< LD
In	0,01	0,017	0,018	0,008	0,015	0,013	0,012	0,009	0,015	0,011	0,012	0,01
Re	0,01	0,011	0,008	0,001	< LD	0,001	0,001	< LD	0,001	0,013	0,001	0,001
Sb	0,08	< LD	< LD	0,14	0,12	0,17	0,08	0,07	0,09	0,11	0,09	0,06
Se	0,5	0,8	0,7	0,3	0,7	0,9	0,7	1	0,9	1,5	1	0,8
Te	0,01	0,1	0,4	0,93	2,67	5,61	10,7	5,11	9,58	5,16	11,9	1,02
Tl	< LD	< LD	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04
Ag	< LD	0,5	1	< LD	1,4	1	2,7	2,1	2,9	3,7	5,1	0,6
Cd	< LD	< LD	< LD	0,6	1,3	1,2	1	1,3	1,5	1	1,1	1,1
Co	26	25	26	27	28	26	25	35	27	47	27	34
Cu	61	102	147	17	204	21	87	74	111	55	146	9
Li	30	30	50	50	10	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	10
Mo	15	14	17	3	< LD	3	3	1	5	29	3	3
Ni	28	22	27	24	26	26	26	41	28	44	25	44
Pb	5	5	4	7	7	8	7	11	23	16	9	8
Sc	41	34	36	28	37	35	36	40	39	49	36	28
Zn	82	69	59	54	71	52	48	66	57	45	54	50
Au (ppb)	5	384	1465	954	2840	5750	11150	4980	9910	4550	11750	2190

< LD = Sous la limite de détection; AD = Zone d'altération distale; AP = Zone d'altération proximale

Tableau C15 : Lithogéochimie des zones d'altération hydrothermale – Diorite leucocrate

Échantillon	T-42-24	T-42-27	T-42-28	T-42-29	T-42-30	TM-14-08	TM-14-09	TM-14-10	TM-14-11	TM-14-12	TM-14-28	TM-14-29
Zone	AD	AD	AD	AD	AD	AP	AP	AP	AP	AP	AP	AP
SiO ₂ (% poids)	66,5	66,5	67,6	65,5	66,5	62,3	63,4	63,2	63,9	64,8	62,5	63,6
Al ₂ O ₃	15,8	15,95	15,75	15,45	16,25	15,05	14,4	15,3	14,5	14,15	15,15	15,5
Fe ₂ O ₃	2,79	2,97	2,7	2,76	2,88	3,31	3,09	3	3,06	3,06	2,82	2,38
CaO	3,57	3,63	3,38	3,82	3,16	3,8	3,72	3,41	3,51	3,73	5,32	5,16
MgO	1,45	1,67	1,54	1,42	1,57	1,72	1,66	1,64	1,43	1,39	1,32	0,84
Na ₂ O	5,12	4,98	4,82	3,59	5,11	5,11	4,34	3,7	4,22	4,23	2,55	3,74
K ₂ O	1,15	1,37	1,6	2,17	1,59	1,89	2,04	2,64	2,05	1,91	2,89	2,45
TiO ₂	0,34	0,36	0,35	0,35	0,37	0,4	0,37	0,39	0,38	0,38	0,38	0,38
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04
P ₂ O ₅	0,13	0,14	0,13	0,13	0,14	0,17	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15
SrO	0,09	0,07	0,06	0,05	0,08	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,06
BaO	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,05	0,05	0,07	0,07	0,07	0,06	0,09
PAF	3,74	3,71	3,71	4,49	3,07	4,93	5,12	5,46	4,64	5,1	6,13	5,49
Total	100,78	101,47	101,75	99,84	100,84	98,84	98,44	99,06	98,01	99,08	99,38	99,88
CO ₂ (% poids)	1,9	2,2	2	2,6	1,6	4,7	4,8	4,6	3,9	4	4,4	3,6
S (% poids)	0,23	0,1	0,01	0,19	0,01	0,8	0,63	0,52	0,55	0,13	0,17	0,02
Ba (ppm)	613	758	715	766	742	487	432	653	597	657	538	875
Ce	39,2	42,6	35,9	38,7	42,1	48	40,2	45,4	38,8	43,4	47	42,4
Cr	30	40	30	30	40	60	40	40	40	50	50	30
Cs	0,73	1,48	1,19	1,56	1,42	1,07	1,13	1,29	1,19	1,24	2,33	1,72
Dy	1,08	1,17	0,7	1,24	1,15	1,51	1,44	1,67	1,39	1,35	1,48	1,33
Er	0,5	0,59	0,41	0,54	0,62	0,71	0,57	0,67	0,59	0,62	0,66	0,63
Eu	0,78	0,84	0,6	0,83	0,84	0,98	0,88	0,92	0,84	0,92	1	0,96
Ga	22,9	23,6	22,2	22,4	24	21,3	20,3	21,6	19,8	20,9	21,7	22,2
Gd	2,17	2,31	1,46	2,04	2,39	2,93	2,45	2,6	2,26	2,51	2,91	2,71
Ge	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Hf	2,9	3,1	2,7	2,9	3,2	3,2	2,9	3	3	3,3	3,2	3,5
Ho	0,2	0,21	0,13	0,18	0,2	0,26	0,23	0,25	0,21	0,23	0,27	0,25
La	18,8	20,1	15,7	18,1	20	22,5	19,1	21,5	18,5	20,8	22,6	19,5
Lu	0,07	0,07	0,06	0,09	0,08	0,08	0,08	0,09	0,07	0,07	0,08	0,08
Nb	2,7	3	2,9	2,9	3,2	5,1	3,1	3,5	3,4	3,2	3,4	3,5
Nd	18,9	19,9	16,6	19,5	21	23,5	19,5	21,7	18,8	21	22,7	20,5
Pr	4,72	5,09	4,23	4,74	5,11	5,89	5,03	5,51	4,81	5,39	5,79	5,21
Rb	35,2	44,8	49,2	67,5	51,7	54,2	55,8	69,7	56,1	57,5	82	80,3
Sm	3,51	3,26	2,81	3,25	3,45	4,18	3,56	3,98	3,52	3,9	4,52	3,76
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	729	593	462	456	658	360	332	316	390	503	321	504
Ta	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3
Tb	0,24	0,25	0,14	0,23	0,25	0,32	0,29	0,31	0,26	0,3	0,33	0,29
Th	3,41	3,49	3,42	3,4	3,87	3,27	3,01	3,69	3,04	3,29	3,38	2,55
Tm	0,08	0,1	0,05	0,06	0,07	0,11	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09
U	1,75	1,68	1,67	1,71	1,92	1,4	1,45	1,55	1,53	1,59	1,47	1,12
V	55	56	50	57	55	65	59	59	57	61	63	56
W	1	1	1	1	1	12	9	10	4	4	12	< LD
Y	5,5	5,7	3,6	5,5	5,9	7,4	6,4	6,8	6	6,7	7,2	6,2
Yb	0,54	0,53	0,45	0,52	0,53	0,54	0,49	0,57	0,52	0,53	0,58	0,58
Zr	105	113	100	110	119	126	113	115	105	111	123	121
As	0,4	0,2	0,2	0,3	0,3	1,3	1,3	0,9	1	0,5	1,4	0,6
Bi	0,02	0,01	0,02	0,05	0,02	0,22	0,09	0,09	0,07	0,02	0,02	0,01
Hg	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
In	0,009	0,007	0,005	0,005	0,007	< LD	< LD	0,006	< LD	0,005	0,007	0,005
Re	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	0,001	0,001	< LD	< LD
Sb	0,05	< LD	< LD	< LD	< LD	0,08	0,07	0,06	0,06	0,05	< LD	< LD
Se	< LD	< LD	< LD	0,2	< LD	< LD	0,2	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Te	< LD	< LD	0,01	0,01	< LD	0,19	0,06	0,19	0,06	0,01	0,04	< LD
Tl	< LD	< LD	0,02	0,02	0,02	< LD	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ag	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Cd	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	0,5	0,7	0,6	0,5	< LD	< LD	< LD
Co	7	9	8	9	9	12	9	9	9	10	8	6
Cu	18	2	11	7	3	17	14	20	17	7	11	1
Li	20	20	20	20	10	< LD	< LD	< LD	< LD	10	10	10
Mo	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	1	1	< LD	2	2	< LD	< LD
Ni	21	19	20	20	19	26	22	21	23	22	23	19
Pb	8	8	7	9	8	8	11	11	5	5	6	8
Sc	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	4
Zn	59	52	48	49	59	47	58	40	56	60	40	43
Au (ppb)	6	6	18	5	< LD	56	14	121	19	5	35	< LD

< LD = Sous la limite de détection; AD = Zone d'altération distale; AP = Zone d'altération proximale

Tableau C16 : Lithogéochimie des zones d'altération hydrothermale – Diorite leucocrate

Échantillon	TM-14-31	TM-14-32	TM-42-02	TM-42-03	TM-42-04	TM-42-05	TM-42-08	TM-42-10	T-42-15	T-42-17	T-42-22	T-42-26
Zone	AP	AP	AP	AP	AP	AP	AP	AP	AP	AP	AP	AP
SiO ₂ (% poids)	62,9	63,8	64,3	64	59,5	64,1	53,6	65	63,5	63,5	63,9	64,9
Al ₂ O ₃	14,95	16,65	15,9	15,15	14,95	15,7	20,7	15,8	16,05	15,8	15,7	16,2
Fe ₂ O ₃	3,02	2,61	2,65	2,71	3,33	2,94	2,98	2	3,06	2,69	2,74	2,37
CaO	3,99	4,32	3,89	3,74	4,65	3,05	4,42	5,27	4,68	3,65	3,53	3,8
MgO	1,51	0,9	1,13	1,3	2,2	1,4	1,62	0,34	1,06	1,35	1,37	1,19
Na ₂ O	3,69	3,08	4,02	4,39	2,72	4,9	5,49	4,09	3,38	4,81	4,87	4,24
K ₂ O	2,56	3,03	2,42	2,04	2,9	2,23	3,2	2,56	2,47	1,99	1,94	2,46
TiO ₂	0,38	0,4	0,35	0,34	0,4	0,36	0,46	0,35	0,36	0,35	0,35	0,35
MnO	0,05	0,03	0,04	0,04	0,06	0,04	0,06	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03
P ₂ O ₅	0,14	0,16	0,14	0,13	0,17	0,14	0,17	0,13	0,14	0,13	0,13	0,13
SrO	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,02	0,05	0,06	0,05
BaO	0,07	0,09	0,09	0,07	0,07	0,08	0,11	0,08	0,05	0,08	0,08	0,08
PAF	5,34	4,82	4,79	4,64	7,42	3,94	5,83	4,69	4,81	4,56	5,45	4,95
Total	98,65	99,93	99,76	98,60	98,43	98,92	98,70	100,38	99,62	99,01	100,16	100,75
CO ₂ (% poids)	3,7	3,1	3,9	4,2	6,3	3,7	4,8	2,7	3,4	4,2	4	3,7
S (% poids)	0,54	0,38	0,55	0,68	0,43	0,98	0,88	0,71	0,49	0,74	0,95	0,16
Ba (ppm)	645	790	748	618	653	679	973	735	472	779	697	761
Ce	43,1	44,5	32,7	35,2	36,3	37	46,8	22	37,9	34,7	35,9	43,6
Cr	40	40	30	30	100	30	40	30	40	40	30	40
Cs	1,66	1,78	1,51	1,25	1,66	1,26	2,03	1,76	3,22	1,33	1,22	1,8
Dy	1,4	1,21	1,04	1,1	1,57	1,07	1,46	1,09	1,18	1,11	0,9	1,27
Er	0,56	0,59	0,49	0,5	0,79	0,48	0,56	0,53	0,62	0,57	0,55	0,69
Eu	0,88	0,89	0,62	0,71	0,89	0,71	0,99	0,5	0,91	0,72	0,7	0,91
Ga	21,4	23,3	18,8	18,2	17,9	18,5	25	19,6	24,3	23,1	21,8	25,3
Gd	2,29	2,39	1,77	1,82	2,54	2,07	2,71	1,67	2,46	1,86	2,02	2,49
Ge	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Hf	3,5	3,6	2,7	2,8	2,6	2,9	3,7	2,9	3,4	3	2,8	3,2
Ho	0,23	0,22	0,19	0,17	0,28	0,18	0,23	0,2	0,22	0,19	0,18	0,19
La	20,3	20,8	15,2	16,4	17,3	17,7	21,5	9,6	19,4	17,2	17	20,1
Lu	0,08	0,08	0,04	0,05	0,09	0,04	0,06	0,05	0,09	0,07	0,07	0,08
Nb	3,4	3,6	2,9	2,6	3	2,6	3,7	3	3,2	3,2	2,3	3,1
Nd	20,2	21,2	15,5	16,3	17,9	17,3	22,8	11,2	21	19,1	17,8	21,4
Pr	5,19	5,51	4,08	4,4	4,53	4,47	5,83	2,86	5,01	4,6	4,29	5,31
Rb	75,2	85,5	64,4	54,8	71,9	58,4	83,1	73,8	69,7	51,5	53,1	74,1
Sm	3,55	3,91	2,89	3,05	3,63	3,04	4,21	2,32	3,75	3,55	3,12	3,77
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	372	299	345	396	332	363	479	319	238	510	509	466
Ta	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Tb	0,28	0,27	0,21	0,22	0,32	0,22	0,29	0,22	0,27	0,23	0,21	0,28
Th	3,69	3,98	3,08	3,41	2,76	2,92	4,36	3,26	3,27	3,16	3,08	3,93
Tm	0,08	0,08	0,05	0,05	0,09	0,04	0,06	0,05	0,08	0,08	0,08	0,06
U	1,68	1,79	1,46	1,77	1,09	1,42	1,8	1,7	1,78	1,65	1,56	1,95
V	57	66	51	49	64	57	67	53	51	49	53	57
W	4	8	5	4	14	7	12	7	9	6	6	4
Y	6,1	6,2	5,1	5,4	7,7	5,2	6,4	5,4	5,8	5,3	5,1	5,9
Yb	0,55	0,54	0,41	0,5	0,68	0,43	0,5	0,5	0,58	0,42	0,51	0,55
Zr	119	132	103	102	99	107	137	107	123	114	104	121
As	0,7	0,9	0,7	1,1	1,8	1,2	1,2	0,5	1,3	0,7	1	0,5
Bi	0,07	0,06	0,08	0,1	0,04	0,23	0,12	0,1	0,16	0,18	0,2	0,02
Hg	< LD	< LD	0,006	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	0,018	< LD	< LD	< LD
In	0,005	0,008	< LD	0,005	0,005	< LD	0,005	< LD	0,007	0,005	0,006	0,005
Re	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Sb	< LD	< LD	0,05	0,06	0,07	0,05	0,06	0,06	< LD	< LD	< LD	< LD
Se	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	0,3	0,2	< LD	< LD	< LD	< LD
Te	0,06	0,01	0,05	0,21	0,08	0,18	0,09	0,06	0,44	0,5	0,25	0,01
Tl	0,02	0,02	0,02	< LD	0,02	< LD	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ag	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Cd	< LD	< LD	< LD	< LD	0,6	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Co	9	6	8	8	12	8	10	8	8	8	9	7
Cu	10	11	17	20	15	23	11	6	18	32	27	4
Li	< LD	10	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	20	< LD	10	10
Mo	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Ni	23	22	18	20	35	20	20	17	23	20	18	19
Pb	5	19	6	3	7	5	10	6	6	9	11	7
Sc	5	5	4	4	7	5	6	3	5	4	5	4
Zn	42	42	36	35	47	32	35	18	31	34	33	38
Au (ppb)	21	17	32	606	41	52	63	38	363	504	175	24

< LD = Sous la limite de détection; AP = Zone d'altération proximale

Tableau C17 : Lithogéochimie des zones d'altération hydrothermale – Diorite leucocrate

Échantillon	TM-14-09B	TM-14-13	TM-14-27	TM-42-01	TM-42-07	TM-42-11	T-42-16	T-42-19	T-42-20	T-42-21	T-42-23
Zone	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD
SiO ₂ (% poids)	62,6	66,9	65	63,9	64,7	66,5	65,9	67,1	66,6	65,1	67
Al ₂ O ₃	16,6	14,5	14,75	15,6	15,6	16,1	16,5	15,95	15,9	15,35	15,85
Fe ₂ O ₃	3,2	2,97	2,58	2,69	3,04	3,03	2,95	2,8	2,85	2,7	2,67
CaO	4,03	3,39	4,24	3,92	3,53	3,17	3,83	3,51	3,67	3,62	3,67
MgO	1,43	1,58	1,05	0,59	1,52	1,58	1,48	1,5	1,52	1,37	1,37
Na ₂ O	4,29	4,24	4,48	4,17	3,99	4,95	5,08	4,9	4,95	4,39	5,23
K ₂ O	2,35	1,81	1,91	2,3	2,03	1,56	1,01	1,11	0,87	1,89	1,04
TiO ₂	0,39	0,36	0,34	0,35	0,34	0,36	0,36	0,34	0,35	0,33	0,33
MnO	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,12	0,13	0,12	0,14	0,14	0,13	0,13	0,13	0,13
SrO	0,06	0,08	0,05	0,03	0,05	0,06	0,09	0,09	0,09	0,07	0,1
BaO	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
PAF	4,48	2,94	4,66	4,28	4,38	3,21	3,88	3,48	3,05	4,41	3,15
Total	99,68	99,03	99,30	98,07	99,42	100,78	101,34	101,02	100,09	99,48	100,65
CO ₂ (% poids)	2,9	1,2	3,4	3,3	3,2	1,6	2,2	1,7	1,2	3,1	1,7
S (% poids)	0,27	0,05	0,37	0,89	0,64	0,02	0,11	0,06	0,19	0,34	0,17
Ba (ppm)	644	708	757	634	619	703	729	759	797	777	735
Ce	44,3	40	39,1	37,6	39,8	37	42,2	38,1	43,5	39,3	40,1
Cr	40	40	30	30	30	30	40	40	40	40	30
Cs	1,61	1,91	1,46	1,37	1,21	1,44	1,4	1,35	1,12	1,29	0,92
Dy	1,46	1,28	1,22	1,04	1,19	1,11	1,2	1,13	1,26	1,15	1,16
Er	0,63	0,56	0,56	0,54	0,55	0,51	0,6	0,61	0,59	0,62	0,47
Eu	1,02	0,83	0,83	0,69	0,81	0,86	1,01	0,81	0,91	0,8	0,84
Ga	24,2	19,9	21,2	18,7	18,9	19,8	25,9	22,8	25,2	23,9	23,3
Gd	2,65	2,19	2,28	2,03	2,16	2,02	2,39	2,2	2,26	2,39	2,3
Ge	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Hf	3,6	3,3	3,5	2,7	2,9	2,8	3,6	2,9	3,5	3	3,2
Ho	0,24	0,22	0,2	0,19	0,21	0,2	0,21	0,2	0,21	0,2	0,18
La	21,1	19	18,5	18	19	17,3	21,9	17,7	20,8	18,4	19
Lu	0,08	0,07	0,07	0,05	0,07	0,05	0,07	0,09	0,08	0,07	0,07
Nb	3,2	3	3,4	2,8	3,2	2,8	3,5	2,9	2,8	2,7	3
Nd	21,2	19,2	18,1	17,9	18,7	17,7	22,7	18,6	20,8	19,7	19
Pr	5,41	4,78	4,86	4,63	4,9	4,56	5,64	4,65	5,24	4,68	4,81
Rb	69,5	45,4	59,8	58,9	58,9	53	31,8	33,8	26,8	57,3	30,6
Sm	4,03	3,43	3,42	3,26	3,39	3,42	3,83	3,3	3,72	3,48	3,37
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	510	621	456	258	410	512	913	784	902	625	897
Ta	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Tb	0,31	0,26	0,27	0,22	0,26	0,23	0,28	0,23	0,25	0,25	0,23
Th	3,52	3,61	3,53	3,17	3,4	3,23	3,45	3,52	3,8	3,47	3,75
Tm	0,1	0,08	0,08	0,06	0,06	0,06	0,09	0,07	0,09	0,07	0,07
U	1,64	1,7	1,82	1,58	1,91	1,69	1,76	1,9	2,01	1,74	2
V	70	54	50	49	51	54	55	52	62	58	52
W	1	3	5	12	6	< LD	2	1	< LD	4	1
Y	6,8	5,9	5,8	5,3	5,7	5,3	6,1	5,5	6	5,8	5,7
Yb	0,61	0,51	0,55	0,46	0,5	0,44	0,55	0,53	0,46	0,54	0,54
Zr	120	110	115	99	109	106	131	108	130	110	113
As	0,6	0,6	1,5	1,5	1	0,4	0,3	0,5	0,7	0,4	0,5
Bi	0,09	0,02	0,11	0,12	0,19	0,01	0,02	0,04	0,02	0,06	0,03
Hg	< LD	< LD	< LD	0,005	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
In	0,02	0,007	0,006	0,005	< LD	0,007	0,009	0,009	0,008	0,005	0,008
Re	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Sb	0,07	< LD	0,05	0,07	0,09	< LD	< LD	0,05	< LD	< LD	0,06
Se	0,6	< LD	0,2	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Te	0,05	0,02	0,04	0,2	0,11	< LD	0,01	0,01	< LD	0,01	< LD
Tl	0,02	0,1	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	< LD	0,02	< LD
Ag	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Cd	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Co	10	8	7	9	8	8	8	9	8	8	7
Cu	979	24	7	19	37	2	7	2	2	9	2
Li	10	20	10	< LD	10	10	20	30	30	20	20
Mo	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Ni	24	20	18	22	20	19	20	17	20	20	16
Pb	8	9	5	6	8	8	8	11	9	11	11
Sc	5	5	4	4	4	5	5	5	5	5	4
Zn	61	59	39	22	50	61	65	64	60	57	59
Au (ppb)	103	16	35	148	50	10	7	12	< LD	7	< LD

< LD = Sous la limite de détection; AD = Zone d'altération distale

Tableau C18 : Lithogéochimie des zones d'altération hydrothermale – Gabbro

Échantillon	P4-24-05	P4-24-06	P4-24-07	P4-24-08	P4-24-11	P4-24-14	P4-24-15	P4-28-03	P4-28-04	P4-28-05	P4-28-06	P4-28-07
Zone	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD
SiO ₂ (% poids)	51,8	51,4	52,7	49,2	51,3	50	50	53,9	52,9	54,7	52	55,4
Al ₂ O ₃	15,45	15,5	16,35	14,8	15,5	15,5	15,05	15,3	15,65	15,7	17,1	16,35
Fe ₂ O ₃	11,9	12,15	13,3	11,75	12,15	12,25	11,5	11,05	10,75	11,7	11,5	10,65
CaO	5,49	6,52	3,23	6,96	7,02	9,25	8,06	5,47	5,26	4,92	5,95	4,17
MgO	4,34	3,74	4,5	3,71	3,33	3,41	3,18	2,69	2,08	2,88	3,1	2,61
Na ₂ O	3,98	3,78	4,38	3,93	3,85	2,72	3,07	3,93	4,63	4,72	3,28	4,85
K ₂ O	0,12	0,17	0,1	0,4	0,19	0,01	0,4	0,7	0,52	0,26	0,64	0,56
TiO ₂	1,21	1,19	1,42	1,25	1,22	1,25	1,2	1,1	1,06	1,19	1,24	1,07
MnO	0,17	0,16	0,16	0,16	0,18	0,19	0,17	0,15	0,16	0,17	0,13	0,13
P ₂ O ₅	0,16	0,22	0,19	0,13	0,21	0,15	0,2	0,25	0,24	0,24	0,29	0,25
SrO	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01
BaO	< LD	0,01	0,01	0,02	0,01	< LD	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03
PAF	6,14	5,81	3,94	7,39	5,61	5,54	6,98	6,16	4,9	5,43	6,26	4,95
Total	100,78	100,67	100,3	99,71	100,59	100,29	99,85	100,75	98,19	101,94	101,54	101,03
CO ₂ (% poids)	3,5	2,9	1,2	4,6	3,2	3	4,6	3,6	2,8	3	3,3	2,5
S (% poids)	0,05	0,04	0,06	0,02	0,03	0,02	0,08	0,04	0,04	0,06	0,59	0,04
Ba (ppm)	29,8	48,5	43,1	133	75,9	21,4	129,5	287	162,5	92,6	143,5	248
Ce	17,7	18,9	18,1	15,4	16,5	16,2	16	21,6	22,4	21,8	23,1	23
Cr	20	20	20	20	20	20	20	10	10	10	10	10
Cs	0,4	0,44	0,32	0,73	0,45	0,19	0,68	1,31	1,05	0,66	1,41	1,08
Dy	4,19	4,57	4,23	3,66	4,14	3,79	4,04	4,96	5,1	5,06	5,75	5,36
Er	2,54	2,91	2,77	2,37	2,56	2,34	2,5	3,18	3,14	3,26	3,63	3,26
Eu	1,14	1,17	1,07	1,04	1,11	1,02	1,03	1,25	1,35	1,34	1,38	1,36
Ga	19,3	18,7	19	18,2	18,8	19,1	18,1	19,3	20,3	19,9	21,8	21,2
Gd	3,73	4,11	4,02	3,39	3,81	3,4	3,81	4,86	4,76	4,86	5,26	4,94
Ge	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Hf	2,4	2,5	2,5	2,1	2,2	1,9	2,2	2,9	2,9	3	3,3	3,1
Ho	0,95	0,99	0,98	0,82	0,9	0,82	0,89	1,11	1,1	1,16	1,23	1,14
La	7,9	8,2	8	6,9	7,2	7,1	7	9,4	9,9	9,4	10	10,1
Lu	0,4	0,47	0,43	0,39	0,4	0,36	0,4	0,54	0,5	0,52	0,57	0,53
Nb	4,9	5,3	4,5	4	4,5	3,8	4,1	5,7	5,8	5,8	6,5	6
Nd	10,9	12,1	11,3	10	10,9	10,2	10,7	14	14,1	13,9	14,9	14,6
Pr	2,39	2,61	2,46	2,12	2,27	2,19	2,24	2,97	2,97	2,97	3,24	3,08
Rb	3,3	4,5	2,8	10,7	5	0,4	9,9	18,5	14,2	7,1	16,1	14,8
Sm	3,05	3,36	3,23	2,83	2,84	2,7	2,9	3,83	3,76	3,57	4,03	4
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	177	223	148,5	119	209	212	189,5	169,5	201	177,5	237	133,5
Ta	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3
Tb	0,67	0,75	0,65	0,6	0,64	0,61	0,66	0,81	0,81	0,79	0,86	0,83
Th	0,84	0,8	0,72	0,56	0,7	0,6	0,66	0,89	0,89	0,95	1,01	0,98
Tm	0,42	0,41	0,43	0,35	0,39	0,34	0,37	0,49	0,48	0,47	0,54	0,49
U	0,18	0,18	0,19	0,16	0,17	0,14	0,15	0,22	0,21	0,55	0,3	0,28
V	313	281	342	332	291	343	301	173	154	170	161	135
W	1	1	1	2	1	1	1	1	1	2	20	2
Y	24,7	27,8	25,9	22,6	25	21,8	23,7	30,7	30,6	31,2	33,4	31,7
Yb	2,66	2,99	2,74	2,5	2,66	2,37	2,55	3,25	3,22	3,24	3,52	3,33
Zr	80	87	83	70	77	66	75	102	101	102	113	107
As	0,7	0,8	0,6	0,5	0,4	0,6	0,9	1,6	1,3	1,7	1,9	1,5
Bi	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,07	0,02
Hg	< LD	< LD	< LD	< LD	0,009	0,015	0,008	0,011	0,013	0,009	0,008	0,007
In	0,059	0,039	0,023	0,038	0,03	0,016	0,041	0,05	0,025	0,067	0,06	0,057
Re	< LD	0,001	0,001	< LD	< LD	< LD	0,001	< LD	0,002	< LD	< LD	0,001
Sb	< LD	0,06	0,05	0,06	0,1	0,12	0,08	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Se	0,2	< LD	< LD	0,2	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	0,4	< LD
Te	0,03	0,03	0,01	0,01	< LD	< LD	0,03	0,02	< LD	0,01	0,07	< LD
Tl	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Ag	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Cd	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	0,6	0,6	< LD	0,7	0,7
Co	28	27	31	28	27	31	27	23	22	24	27	20
Cu	104	112	111	20	76	66	93	73	68	75	75	62
Li	30	30	30	30	20	20	30	20	20	30	30	20
Mo	< LD	< LD	< LD	1	< LD	< LD	< LD	< LD	1	< LD	1	< LD
Ni	22	19	19	20	20	23	19	8	7	9	8	5
Pb	4	3	< LD	< LD	2	< LD	2	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Sc	28	29	32	30	28	31	28	23	24	25	25	23
Zn	112	114	126	102	101	97	100	123	123	120	138	115
Au (ppb)	< LD	21	6	6	33	< LD	38	40	6	15	39	7

< LD = Sous la limite de détection; AD = Zone d'altération distale

Tableau C19 : Lithogéochimie des zones d'altération hydrothermale – Gabbro

Échantillon	P4-28-08	P4-28-11	P4-28-12	P4-29-03	P4-29-04	P4-29-05	P4-29-06	P4-29-08	P4-29-09	P4-29-10	P4-29-11	P4-29-12
Zone	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD
SiO ₂ (% poids)	55,8	55,4	54,2	53	53,9	53,5	53,9	52,8	52,3	52,7	54,1	51,9
Al ₂ O ₃	16,45	16,05	15,65	15,45	15,95	16	15,45	15,65	15,25	15,3	15,75	14,85
Fe ₂ O ₃	9,85	10,05	11,15	10,8	11,85	11,3	11,25	11,9	11,75	12,15	11,3	11,5
CaO	3,93	4,88	7,92	5,15	5,65	5,88	7,51	4,86	6,54	6,72	5,73	6,38
MgO	2,5	2,45	2,12	2,57	2,49	2,58	2,36	2,52	2,42	2,54	2,33	2,38
Na ₂ O	4,01	2,74	3,45	4,64	4,66	4,35	3,4	5,02	3,79	3,76	4,86	4,32
K ₂ O	0,68	1,4	0,17	0,25	0,26	0,06	0,16	0,22	0,33	0,13	0,06	0,17
TiO ₂	1,21	1,14	1,1	1,1	1,16	1,15	1,16	1,22	1,2	1,25	1,14	1,16
MnO	0,1	0,11	0,18	0,15	0,14	0,19	0,2	0,18	0,18	0,2	0,18	0,19
P ₂ O ₅	0,26	0,22	0,26	0,28	0,23	0,24	0,27	0,27	0,26	0,24	0,29	0,24
SrO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02
BaO	0,02	0,06	0,01	0,01	0,01	< LD	0,01	0,01	0,01	< LD	< LD	0,01
PAF	4,79	5,67	4,96	4,92	4,9	3,9	4,92	4,55	5,01	4,5	3,67	5,12
Total	99,62	100,19	101,19	98,34	101,22	99,17	100,62	99,22	99,07	99,52	99,43	98,24
CO ₂ (% poids)	2,2	3	2,8	2,6	2,6	1,8	2,6	2,7	3	< LD	2	3,5
S (% poids)	0,12	0,07	0,06	0,05	0,05	0,03	0,04	0,09	0,11	0,09	0,12	0,24
Ba (ppm)	180,5	509	43,7	113	101	40,5	67,7	53,3	64,5	38,5	41,7	63
Ce	22,5	21,3	21,8	24,9	21,7	22,1	21,6	22,9	22,8	22,4	23,7	21,8
Cr	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Cs	1,26	2,34	0,43	0,55	0,57	0,28	0,36	0,46	0,63	0,39	0,25	0,46
Dy	4,74	4,52	4,97	6,18	5,36	5,82	5,55	5,59	5,8	5,49	5,85	5,58
Er	3	3	3,2	3,7	3,23	3,29	3,25	3,5	3,51	3,55	3,66	3,36
Eu	1,32	1,25	1,39	1,47	1,38	1,42	1,4	1,38	1,38	1,35	1,47	1,36
Ga	19,7	20,7	19,9	21,9	21,4	21,5	21,8	21,3	22	21,8	21,9	22,5
Gd	4,64	4,16	4,86	5,8	4,85	5,16	5,19	5,27	5,14	5,07	5,32	4,97
Ge	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Hf	3,2	3,2	2,9	3,2	3	3,1	2,9	3,1	3	3,2	3,2	2,9
Ho	1,04	1,02	1,14	1,28	1,19	1,2	1,24	1,28	1,23	1,22	1,28	1,16
La	9,8	9,3	9,5	10,9	9,4	9,7	9,4	9,8	9,8	9,8	10,3	9,6
Lu	0,47	0,48	0,52	0,56	0,51	0,56	0,52	0,55	0,57	0,55	0,59	0,52
Nb	6,6	6	5,6	6,6	6,4	6,6	6,2	6,8	6,4	6,5	6,6	6,3
Nd	13,8	13	14,1	15,2	13,1	13,9	13,5	14,3	14,3	13,6	14,9	13,4
Pr	3,01	2,95	3,05	3,36	2,89	3,04	3,01	3,08	3,15	2,99	3,23	2,99
Rb	17,1	36,7	4,2	6,3	5,4	1,5	4,2	5,8	8,8	3,4	1,4	4,5
Sm	3,66	3,51	3,77	4,28	3,87	3,96	4,08	3,9	4,34	4,12	4,25	4,19
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	206	211	220	169,5	163	190	266	153,5	235	286	189	180,5
Ta	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3
Tb	0,76	0,74	0,79	0,98	0,85	0,87	0,9	0,92	0,95	0,9	0,92	0,84
Th	0,97	0,95	0,9	0,92	0,84	0,85	0,88	0,9	0,9	0,93	0,93	0,87
Tm	0,45	0,45	0,5	0,5	0,46	0,46	0,5	0,5	0,48	0,48	0,5	0,49
U	0,24	0,23	0,21	0,26	0,21	0,24	0,19	0,2	0,23	0,22	0,23	0,21
V	130	149	166	171	197	194	205	217	220	247	195	220
W	7	7	1	1	3	1	1	4	3	1	1	1
Y	27,3	26,8	30,8	33,5	31,1	32,2	31,6	33,3	32,7	31,9	33,7	31,7
Yb	3,04	3,06	3,21	3,6	3,3	3,34	3,42	3,46	3,49	3,27	3,62	3,44
Zr	112	108	99	118	110	111	106	113	112	115	115	108
As	1,4	1,4	1	1,6	1,5	1	0,7	0,9	0,6	0,8	0,9	0,9
Bi	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	< LD	< LD	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03
Hg	0,011	0,007	< LD	0,005	0,006	< LD	< LD	0,005	< LD	0,007	0,013	0,008
In	0,057	0,046	0,023	0,035	0,029	0,015	0,023	0,043	0,032	0,02	0,02	0,032
Re	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	0,002	< LD	0,001	0,001	0,001	0,001
Sb	< LD	0,78	0,11	0,47	0,13	0,12	0,1	0,08	0,06	0,08	0,09	0,07
Se	< LD	< LD	0,3	< LD	< LD	< LD	< LD	0,2	0,5	< LD	0,5	0,7
Te	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	< LD	< LD	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04
Tl	< LD	0,02	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Ag	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Cd	0,5	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	0,6	< LD	< LD
Co	19	17	24	23	25	24	25	27	27	27	25	27
Cu	79	73	61	69	68	75	72	78	80	91	76	93
Li	30	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
Mo	< LD	1	< LD	< LD	1	< LD	< LD	1	1	1	1	1
Ni	7	7	7	8	11	10	10	11	11	12	10	11
Pb	< LD	2	< LD	< LD	< LD	2	< LD	2	< LD	< LD	< LD	3
Sc	24	24	25	25	27	26	26	28	28	29	26	26
Zn	135	111	109	127	128	142	112	134	119	117	111	123
Au (ppb)	34	37	22	< LD	< LD	< LD	< LD	15	15	< LD	< LD	< LD

< LD = Sous la limite de détection; AD = Zone d'altération distale

Tableau C20 : Lithogéochimie des zones d'altération hydrothermale – Gabbro

Échantillon	P4-29-13	P4-29-14	P4-29-15	P4-29-16	P4A-29-01	P4A-29-02	P4A-24-01	P4A-04-01	P4A-28-01	P4A-46-01	P4A-46-02	P4A-44-01	P4A-42-01
Zone	AD	AD	AD	AD	APr	APr	APr	APr	APr	APr	APr	APr	APr
SiO ₂ (% poids)	52,7	53	53	54,2	39,8	40	48,1	47,9	51,1	52,5	55,4	50,5	45,1
Al ₂ O ₃	15,05	15,2	15,75	16,1	16	17,6	19,7	18,85	18,2	17,15	17,8	16,55	19,75
Fe ₂ O ₃	12,05	11,7	11,55	11,75	9,15	8,23	9,81	12,15	10,65	10,35	8,32	10,35	13,95
CaO	6,01	5,67	5,3	5,05	12,55	9,89	5,58	4,03	4,52	3,99	3,31	4,12	4,83
MgO	2,58	2,62	2,72	2,75	0,24	3,06	1,34	1,8	0,58	1,19	0,67	0,92	2,16
Na ₂ O	4,02	4,8	4,54	4,88	5,55	4,6	6,19	5,45	6,85	6,37	8,56	6,57	5,53
K ₂ O	0,18	0,09	0,36	0,11	0,58	1,84	0,82	1,28	0,77	0,79	0,19	0,93	0,56
TiO ₂	1,23	1,19	1,2	1,2	1,28	1,04	1,64	1,48	1,35	1,27	1,31	1,42	1,4
MnO	0,19	0,19	0,18	0,17	0,22	0,29	0,09	0,06	0,07	0,06	0,05	0,1	0,07
P ₂ O ₅	0,24	0,26	0,23	0,25	0,28	0,27	0,29	0,25	0,32	0,21	0,32	0,28	0,3
SrO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,05	0,03	0,05	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	0,05
BaO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,07	0,01	0,02	0,01	0,02	< LD	0,02	0,01
PAF	4,97	5,02	4,95	4,06	7,39	12,3	6,18	7,67	7,07	7,02	5,34	8,51	7,6
Total	99,25	99,77	99,8	100,55	93,1	99,22	99,8	100,97	101,53	100,94	101,3	100,29	101,31
CO ₂ (% poids)	2,9	3,1	3	2	8,6	11,4	2,4	2,4	2,2	2,5	1,9	4,4	1,9
S (% poids)	0,08	0,11	0,31	0,14	5,91	0,18	4,51	5,4	-	5,17	5,04	5,93	6,24
Ba (ppm)	85,2	48,4	89,2	79,6	87,4	633	123,5	224	120,5	183,5	52,4	189,5	117
Ce	22,5	24,6	23,3	23,3	34,2	24,5	25,9	17,6	25,2	16,3	33,3	30,7	25,5
Cr	10	10	10	10	10	< LD0	20	20	10	20	10	20	10
Cs	0,46	0,36	0,65	0,47	1,41	3,29	1,31	1,81	1,41	1,67	0,56	2,3	1,51
Dy	5,6	6,03	5,69	5,86	6,06	5,74	3,89	3,66	5,43	3,45	4,95	4,77	6,47
Er	3,35	3,46	3,45	3,57	3,68	4,2	2,6	2,31	3	2,5	3,67	3,1	3,2
Eu	1,37	1,47	1,31	1,39	1,89	1,6	1,07	0,87	1,83	0,84	1,43	1,35	1,8
Ga	23,1	21,7	21,3	21,2	12,5	23,8	18	19,3	15,4	17,9	12,4	14,4	20,7
Gd	5,14	5,69	5,2	5,26	7,27	5,83	4,9	3,68	6,14	3,55	5,44	4,79	6,7
Ge	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Hf	3,2	3,3	3,4	3,2	3,5	3,3	4,2	3,4	3,4	2,5	4,6	3,2	3
Ho	1,23	1,3	1,2	1,27	1,22	1,27	0,85	0,78	1,04	0,78	1,13	0,99	1,2
La	9,9	10,7	10,2	10,2	15,3	10,5	11,1	6,9	10,8	7,1	15,4	14,3	10,8
Lu	0,53	0,56	0,57	0,57	0,51	0,61	0,42	0,28	0,36	0,32	0,54	0,38	0,33
Nb	6,5	6,8	7	6,9	5,5	6,8	9,9	8,1	5,5	5,5	10,6	7,4	7,7
Nd	13,9	15,3	14,5	14,5	22,5	16,4	16,4	12,5	16,8	10,6	20,5	17,4	17
Pr	3,05	3,27	3,14	3,15	4,67	3,37	3,58	2,62	3,5	2,16	4,34	3,83	3,47
Rb	4,9	2,3	9,2	2,7	10,1	49	21	31,3	14,3	20,5	5	22,7	14,1
Sm	4,07	4,45	4,26	4,35	5,9	4,32	4,65	3,49	4,96	2,86	5,35	4,44	5,21
Sn	1	1	1	1	< LD	2	1	1	1	1	1	1	1
Sr	176,5	168,5	160,5	206	443	265	386	252	331	138	275	162	427
Ta	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5	0,4	0,4	0,3	0,6	0,4	0,4
Tb	0,87	0,98	0,91	0,89	1,03	0,88	0,63	0,59	0,9	0,55	0,77	0,78	1,06
Th	0,98	0,95	1,02	0,98	1,18	1,02	1,31	1,09	1,16	1,2	1,32	1,09	1,03
Tm	0,52	0,52	0,5	0,51	0,49	0,54	0,36	0,28	0,4	0,32	0,51	0,39	0,36
U	0,22	0,23	0,25	0,24	0,31	0,25	0,26	0,33	0,29	0,15	0,29	0,22	0,32
V	240	219	220	219	42	157	154	167	91	199	59	167	167
W	1	< LD	2	1	2	10	17	11	5	5	15	6	6
Y	32,3	34	33,5	34,1	32,4	33,8	20,9	20	26,6	20,3	30,9	26,1	29,5
Yb	3,57	3,65	3,58	3,56	3,36	3,89	2,73	1,98	2,58	2,28	3,75	2,77	2,28
Zr	113	117	125	120	134	127	155	128	126	94	176	122	116
As	0,6	0,9	1	1,2	6,4	1,3	2,9	4,8	4,7	2,8	6,4	5,6	3,5
Bi	0,01	0,01	0,12	0,01	2,66	0,04	0,31	3,48	13,3	0,7	1,4	1,43	3,08
Hg	0,009	0,006	0,011	0,011	0,052	< LD	< LD	0,101	0,074	0,008	0,018	0,047	0,031
In	0,03	0,031	0,035	0,022	0,04	0,047	0,016	0,022	0,022	0,016	0,011	0,02	0,027
Re	< LD	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,005	0,001	0,016	0,004	0,002	0,001	0,002
Sb	0,08	0,06	0,06	0,1	0,09	< LD	< LD	< LD	0,05	< LD	< LD	< LD	< LD
Se	0,3	0,3	0,4	0,5	3,3	0,3	1,5	2,2	2,3	3,1	1,9	1,5	1,6
Te	0,01	< LD	0,33	0,03	11,1	0,12	0,58	13	52,5	1,67	4,89	5,53	15,8
Tl	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	0,02	< LD	< LD	< LD	< LD
Ag	< LD	< LD	< LD	< LD	5,8	< LD	0,8	7,3	9	0,9	1,4	2,7	5
Cd	0,5	< LD	< LD	0,5	0,8	1	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Co	25	24	25	23	63	10	68	43	38	42	50	44	36
Cu	81	78	98	86	728	34	10	31	10	6	28	15	31
Li	30	20	30	20	10	10	20	30	10	10	10	10	30
Mo	< LD	< LD	< LD	< LD	1	1	10	1	23	6	3	1	3
Ni	13	11	12	11	10	4	25	28	15	18	34	29	18
Pb	2	< LD	2	< LD	11	4	5	6	7	3	6	5	11
Sc	28	26	27	26	8	22	23	20	16	21	9	22	28
Zn	124	101	141	155	11	62	51	48	29	45	24	16	85
Au (ppb)	6	< LD	400	< LD	10700	132	647	17800	-	1590	3630	5650	17950

< LD = Sous la limite de détection; AD = Zone d'altération distale; APr = Zone d'altération proximale «rougeâtre»

ANNEXE D - Compilation des analyses à la microsonde électronique

Tableau D1 : Composition chimique des feldspaths

No. Lame No. Analyse Occurrence	TRIANGLE													
	TML-293-01													
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
SiO ₂	59,98	57,44	59,71	58,09	59,44	57,60	59,60	60,05	59,80	56,67	60,08	56,51	58,53	57,67
TiO ₂	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,05	0,03
Al ₂ O ₃	25,58	27,20	25,80	26,64	26,21	26,93	25,61	25,48	25,75	27,42	25,64	26,02	25,98	26,16
FeO	0,17	0,16	0,10	0,10	0,12	0,18	0,11	0,08	0,12	0,13	0,16	0,08	0,16	0,14
MnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,01	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,02
MgO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
CaO	7,07	8,81	7,11	8,37	7,59	8,79	7,18	6,84	7,39	9,02	6,85	7,55	7,50	7,74
Na ₂ O	7,58	6,55	7,47	6,71	7,24	6,52	7,52	7,70	7,35	6,52	7,80	7,37	7,31	7,25
K ₂ O	0,08	0,10	0,18	0,18	0,08	0,11	0,11	0,08	0,07	0,06	0,08	0,06	0,05	0,06
BaO	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,01	0,05	0,04	0,01	0,00	0,00
SrO	0,00	0,05	0,00	0,08	0,10	0,05	0,05	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	100,45	100,34	100,43	100,18	100,81	100,26	100,31	100,30	100,49	99,99	100,69	97,62	99,60	99,06
<i>Nombre d'ions calculés sur la base de 8 atomes d'oxygène</i>														
Si	2,661	2,567	2,652	2,596	2,633	2,576	2,652	2,667	2,653	2,546	2,661	2,592	2,625	2,605
Al	1,338	1,433	1,350	1,403	1,368	1,419	1,343	1,334	1,346	1,452	1,338	1,407	1,373	1,392
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001
	3,999	4,000	4,002	3,999	4,001	3,996	3,998	4,001	4,000	3,999	3,999	4,000	4,000	3,998
Mg	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,006	0,006	0,004	0,004	0,005	0,007	0,004	0,003	0,005	0,005	0,006	0,003	0,006	0,005
Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001
Sr	0,000	0,001	0,000	0,002	0,003	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,336	0,422	0,338	0,401	0,360	0,421	0,342	0,326	0,351	0,434	0,325	0,371	0,360	0,374
Na	0,652	0,568	0,643	0,581	0,622	0,566	0,648	0,663	0,632	0,568	0,670	0,655	0,635	0,635
K	0,004	0,005	0,010	0,010	0,005	0,006	0,006	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003
Ba	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
	0,999	1,003	0,997	0,999	0,994	1,004	1,004	0,998	0,992	1,014	1,008	1,034	1,006	1,019
% An	33,88	42,40	34,11	40,40	36,50	42,40	34,34	32,79	35,59	43,16	32,53	36,03	36,08	36,96
% Ab	65,70	57,05	64,85	58,58	63,02	56,97	65,04	66,76	64,04	56,48	67,05	63,61	63,61	62,71
% Or	0,43	0,55	1,03	1,02	0,48	0,63	0,63	0,45	0,37	0,35	0,42	0,36	0,30	0,33
Type	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And

P = Protolithe (diorite leucocrate); And = Andésine

Tableau D2 : Composition chimique des feldspaths

CHEMINÉE No. 4															
No. Lame	P4-24-04							P4-24-12						P4-29-05	
No. Analyse	10	11	12	31	32	33	34	10	11	17	18	19	20	5	6
Occurrence	APr	APr	APr	APg	APg	APr	APr	APr	APr	APr	APr	APr	APr	APr	APr
	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S
SiO ₂	65,42	67,96	67,26	67,21	67,58	67,78	67,05	68,02	68,27	67,36	68,14	68,07	67,55	68,19	68,10
TiO ₂	0,00	0,01	0,00	0,03	0,06	0,01	0,02	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,08	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	22,54	20,26	20,99	20,59	20,28	20,46	21,18	20,41	20,25	21,41	20,96	21,01	22,44	20,65	20,93
FeO	0,21	0,02	0,04	0,00	0,00	0,01	0,06	0,03	0,06	0,04	0,04	0,05	0,14	0,00	0,02
MnO	0,08	0,00	0,02	0,07	0,01	0,03	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01
CaO	0,19	0,26	0,34	0,35	0,18	0,54	0,85	0,52	0,25	1,72	0,34	0,25	0,57	0,36	0,77
Na ₂ O	9,99	11,63	11,63	11,64	11,49	11,53	11,11	11,48	11,71	10,79	11,47	11,44	10,67	11,52	11,19
K ₂ O	1,28	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,10	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,57	0,01	0,01
BaO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,03	0,07	0,02	0,03
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	99,74	100,15	100,30	99,91	99,65	100,37	100,41	100,48	100,65	101,42	100,98	100,89	102,10	100,74	101,05
Nombre d'ions calculés sur la base de 8 atomes d'oxygène															
Si	2,881	2,966	2,935	2,945	2,963	2,955	2,925	2,960	2,967	2,912	2,949	2,948	2,900	2,958	2,946
Al	1,170	1,042	1,079	1,063	1,048	1,051	1,089	1,047	1,037	1,091	1,069	1,072	1,135	1,055	1,067
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000
	4,051	4,008	4,014	4,009	4,013	4,006	4,014	4,007	4,004	4,005	4,018	4,020	4,037	4,013	4,013
Mg	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,008	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,005	0,000	0,001
Mn	0,003	0,000	0,001	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,009	0,012	0,016	0,017	0,009	0,025	0,040	0,024	0,012	0,080	0,016	0,012	0,026	0,017	0,036
Na	0,853	0,984	0,984	0,989	0,977	0,975	0,939	0,968	0,987	0,904	0,962	0,961	0,888	0,969	0,938
K	0,072	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,005	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,031	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
	0,945	0,998	1,004	1,009	0,987	1,002	0,989	0,995	1,004	0,987	0,980	0,977	0,952	0,986	0,976
% An	0,94	1,22	1,61	1,65	0,88	2,51	4,03	2,46	1,16	8,10	1,59	1,20	2,77	1,71	3,67
% Ab	91,39	98,70	98,31	98,28	99,07	97,42	95,42	97,48	98,80	91,85	98,32	98,67	93,95	98,25	96,29
% Or	7,67	0,07	0,08	0,07	0,06	0,07	0,55	0,06	0,04	0,05	0,09	0,12	3,28	0,04	0,05
Type	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb

APr = Zone altération «rougeâtre»; APg = Sous-zone altération «grisâtre»; Alb = Albite; S = Feldspath secondaire ou recristallisé

Tableau D3 : Composition chimique des feldspaths

CHEMINÉE No. 4														
No. Lame	JD-2017-03													
No. Analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	17	18
Occurrence	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
	R	R	R	R	R	R	F	F	F	R	R	R	R	R
SiO ₂	66,55	67,05	65,00	66,62	66,49	66,85	66,89	66,41	67,39	65,95	65,14	64,04	63,67	64,67
TiO ₂	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	20,72	20,86	21,12	21,17	20,88	20,80	20,57	20,76	20,41	20,81	20,57	21,19	21,85	21,21
FeO	0,08	0,03	0,05	0,10	0,11	0,13	0,27	0,81	0,15	0,15	0,19	0,13	0,12	0,21
MnO	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,03
MgO	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,65	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
CaO	0,66	0,39	1,41	0,89	0,92	1,08	0,60	0,38	0,69	0,77	0,71	1,18	2,84	1,00
Na ₂ O	11,23	11,46	10,83	11,35	11,17	10,98	11,29	10,98	11,23	11,08	11,42	10,93	10,23	11,23
K ₂ O	0,02	0,02	0,04	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02
BaO	0,00	0,07	0,04	0,01	0,00	0,00	0,09	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	99,28	99,92	98,55	100,20	99,60	99,88	99,83	100,04	99,91	98,78	98,06	97,54	98,77	98,38
Nombre d'ions calculés sur la base de 8 atomes d'oxygène														
Si	2,934	2,937	2,897	2,916	2,926	2,932	2,938	2,915	2,952	2,925	2,917	2,885	2,844	2,890
Al	1,077	1,077	1,109	1,092	1,082	1,075	1,065	1,074	1,054	1,088	1,086	1,125	1,151	1,117
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	4,011	4,015	4,006	4,009	4,008	4,007	4,004	3,989	4,006	4,012	4,003	4,010	3,995	4,007
Mg	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,042	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,003	0,001	0,002	0,004	0,004	0,005	0,010	0,030	0,006	0,006	0,007	0,005	0,004	0,008
Mn	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,031	0,018	0,067	0,042	0,043	0,051	0,028	0,018	0,032	0,036	0,034	0,057	0,136	0,048
Na	0,960	0,974	0,936	0,963	0,953	0,934	0,961	0,935	0,954	0,953	0,991	0,955	0,886	0,973
K	0,001	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001
Ba	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	0,997	0,996	1,011	1,012	1,002	0,992	1,007	1,027	0,993	0,996	1,034	1,020	1,029	1,031
% An	3,12	1,83	6,69	4,14	4,33	5,16	2,85	1,88	3,28	3,68	3,33	5,63	13,27	4,68
% Ab	96,75	98,04	93,08	95,58	95,50	94,68	97,03	97,95	96,58	96,21	96,52	94,26	86,54	95,20
% Or	0,13	0,13	0,23	0,28	0,17	0,15	0,12	0,17	0,14	0,11	0,15	0,11	0,19	0,13
Type	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Alb	Oli	Alb

P = Protolite (gabbro); R = Relique de feldspath primaire; F = Feldspath finement grenue faiblement saussuritisé; Alb = Albite; Oli = Oligoclase

Tableau D4 : Composition chimique des carbonates

No. Lame	TRIANGLE																		
	TM-14-18							TM-42-03											
	24	25	26	27	28	29	30	1	2	3	7	8	13	14	18	19	22	23	24
No. Analyse	V	V	V	V	V	V	V	AP	AP	AP	AP	AP	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD
Occurrence	V	V	V	V	V	V	V	AP	AP	AP	AP	AP	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD
<i>Nombre d'ions sur la base de 6 atomes d'oxygène</i>																			
Ca	1,976	1,985	1,986	1,989	1,967	1,977	1,972	1,004	1,012	1,012	1,028	1,020	1,011	1,027	1,033	1,011	1,030	1,014	1,016
Mg	0,004	0,003	0,002	0,002	0,007	0,005	0,006	0,689	0,660	0,659	0,640	0,795	0,655	0,653	0,642	0,715	0,657	0,664	0,689
Fe	0,004	0,002	0,002	0,002	0,012	0,007	0,010	0,286	0,317	0,318	0,325	0,173	0,320	0,300	0,308	0,259	0,294	0,305	0,280
Mn	0,016	0,010	0,010	0,007	0,013	0,011	0,012	0,018	0,010	0,010	0,005	0,010	0,013	0,018	0,014	0,013	0,018	0,014	0,013
Sr	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001
Total	2,001	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	1,999	2,000	2,001	2,000	1,999	2,001	2,000	1,999	2,000	2,001	1,998	1,999
Mg/Fe	1,000	1,500	1,000	1,000	0,583	0,714	0,600	2,409	2,082	2,072	1,969	4,595	2,047	2,177	2,084	2,761	2,235	2,177	2,461
Ca/(Ca + Mg + Fe + Mn)	0,988	0,993	0,993	0,995	0,984	0,989	0,986	0,503	0,506	0,506	0,515	0,511	0,506	0,514	0,517	0,506	0,515	0,508	0,509
Mg/(Ca + Mg + Fe + Mn)	0,002	0,002	0,001	0,001	0,004	0,003	0,003	0,345	0,330	0,330	0,320	0,398	0,328	0,327	0,321	0,358	0,329	0,332	0,345
(Fe+Mn)/(Ca + Mg + Fe + Mn)	0,010	0,006	0,006	0,005	0,013	0,009	0,011	0,152	0,164	0,164	0,165	0,092	0,167	0,159	0,161	0,136	0,156	0,160	0,147
Type	Cal	Cal	Cal	Cal	Cal	Cal	Cal	Ank	Ank	Ank	Ank	Ank	Ank	Ank	Ank	Ank	Ank	Ank	Ank

V = Veine de quartz-carbonate-tourmaline aurifère; AP = Zone altération proximale; AD = Zone altération distale; Cal = Calcite; Ank = Ankérite.

Tableau D5 : Composition chimique des carbonates

CHEMINÉE No4													
No. Lame	P4-24-04												
No. Analyse	3	5	15	16	19	20	29	30	40	41	42	43	44
Occurrence	AD	AD	APr	APr	APg	APg	APr	APr	APr	APr	APr	AD	AD
<i>Nombre d'ions sur la base de 6 atomes d'oxygène</i>													
Ca	1,873	1,045	1,215	1,016	1,859	1,011	1,019	1,03	1,902	1,782	1,012	1,875	1,041
Mg	0,054	0,581	0,463	0,510	0,064	0,687	0,577	0,57	0,034	0,095	0,498	0,052	0,570
Fe	0,053	0,358	0,304	0,467	0,059	0,277	0,385	0,39	0,045	0,104	0,480	0,053	0,376
Mn	0,020	0,016	0,018	0,007	0,017	0,026	0,019	0,02	0,019	0,018	0,009	0,020	0,013
Sr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Total	2,000	2,000	2,001	2,000	1,999	2,001	2,000	1,999	2,000	2,000	1,999	2,000	2,000
Mg/Fe	1,019	1,623	1,523	1,092	1,085	2,480	1,499	1,470	0,756	0,913	1,038	0,981	1,516
Ca/(Ca + Mg + Fe + Mn)	0,937	0,523	0,608	0,508	0,930	0,505	0,510	0,513	0,951	0,891	0,506	0,938	0,521
Mg/(Ca + Mg + Fe + Mn)	0,027	0,291	0,232	0,255	0,032	0,343	0,289	0,285	0,017	0,048	0,249	0,026	0,285
(Fe+Mn)/(Ca + Mg + Fe + Mn)	0,037	0,187	0,161	0,237	0,038	0,151	0,202	0,202	0,032	0,061	0,245	0,037	0,195
Type	Cal	Ank	Ank	Ank	Cal	Ank	Ank	Ank	Cal	Cal	Ank	Cal	Ank

APr = Zone altération proximale «rougeâtre»; APg = Sous-zone altération grisâtre; AD =Zone altération distale; Cal = Calcite; Ank = Ankérite.

Tableau D6 : Composition chimique des carbonates

CHEMINÉE No4										
No. Lame	P4-24-12								P4-29-05	
	3	4	5	6	13	14	15	16	3	4
No. Analyse	AD	AD	AD	AD	APr	APr	APr	APr	APr	APr
Occurrence	AD	AD	AD	AD	APr	APr	APr	APr	APr	APr
<i>Nombre d'ions sur la base de 6 atomes d'oxygène</i>										
Ca	1,868	1,856	1,847	1,880	1,881	1,945	1,941	1,936	1,954	1,837
Mg	0,051	0,056	0,063	0,041	0,039	0,029	0,010	0,014	0,01	0,064
Fe	0,052	0,060	0,065	0,050	0,056	0,006	0,022	0,026	0,007	0,073
Mn	0,028	0,028	0,025	0,029	0,022	0,019	0,027	0,024	0,028	0,024
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0	0	0,001
Total	1,999	2,000	2,000	2,000	1,999	2,000	2,000	2,000	1,999	1,999
Mg/Fe	0,981	0,933	0,969	0,820	0,696	4,833	0,455	0,538	1,429	0,877
Ca/(Ca + Mg + Fe + Mn)	0,934	0,928	0,924	0,940	0,941	0,973	0,971	0,968	0,977	0,919
Mg/(Ca + Mg + Fe + Mn)	0,026	0,028	0,032	0,021	0,020	0,015	0,005	0,007	0,005	0,032
(Fe+Mn)/(Ca + Mg + Fe + Mn)	0,040	0,044	0,045	0,040	0,039	0,013	0,025	0,025	0,018	0,049
Type	Cal	Cal	Cal	Cal	Cal	Cal	Cal	Cal	Cal	Cal

APr = Zone altération proximale «rougeâtre»; AD =Zone altération distale; Cal = Calcite.

Tableau D7 : Composition chimique de quelques tellurures

	Altaïte (PbTe)						Hessite (Ag₂Te)					Petzite (Ag₃AuTe₂)	Volynskite (AgBiTe₂)		Calaverite (AuTe₂)					
No. Lame	TM-14-18						TM-14-18					TM-14-18	TM-14-18		P4-29-05					
No. Analyse	1	4	7	20	21	23	3	9	12	17	18	5	14	15	7	8	9	10	12	13
Occurrence	V	V	V	V	V	V	V	V	V	V	V	V	V	V	APr	APr	APr	APr	APr	APr
Fe	0,00	0,12	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,11	0,02	0,00	0,01	1,26	0,99	0,51	0,31	0,42	0,99
Zn	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,10	0,08	0,00	0,10	0,00	0,10	0,00	0,03	0,00	0,00
Cu	0,02	0,00	0,19	0,08	0,01	0,00	0,42	0,34	0,14	0,36	0,32	0,03	0,07	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,08
Au	0,15	0,20	0,11	0,09	0,11	0,00	2,65	0,22	0,82	0,38	0,59	23,73	0,11	0,09	40,24	40,16	40,73	40,13	41,96	41,33
Pb	60,87	57,19	58,59	60,82	58,92	59,37	0,00	0,11	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,13	35,51	34,78	0,40	0,48	0,48	0,46	0,45	0,44
Ag	1,05	2,48	0,93	0,14	0,27	0,15	57,96	61,05	59,91	59,50	60,33	41,35	18,48	18,21	0,60	0,74	0,65	0,70	0,72	0,82
Te	39,28	35,48	37,37	38,69	37,09	37,69	34,07	37,88	36,39	37,16	36,86	32,68	44,23	43,91	55,45	55,43	55,82	55,65	56,51	55,93
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Se	0,02	0,15	0,01	0,11	0,07	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,09	0,08	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03
Total	101,38	95,60	97,30	99,93	96,55	97,25	95,14	99,65	97,34	97,41	98,30	98,00	98,483	97,189	98,01	97,90	98,18	97,28	100,10	99,62
Nombres d'atomes	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	6	4	4	3	3	3	3	3	3
Fe	0,000	0,007	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,007	0,002	0,000	0,001	0,101	0,079	0,041	0,025	0,034	0,079
Zn	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,005	0,010	0,000	0,009	0,000	0,007	0,000	0,002	0,000	0,000
Cu	0,001	0,000	0,010	0,004	0,001	0,000	0,024	0,018	0,008	0,020	0,017	0,003	0,007	0,001	0,004	0,000	0,000	0,000	0,002	0,005
Au	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,000	0,049	0,004	0,015	0,007	0,011	0,948	0,003	0,003	0,915	0,917	0,938	0,934	0,950	0,930
Pb	0,959	0,949	0,959	0,976	0,980	0,982	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-	-	-	-	-
Bi	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,984	0,975	0,009	0,010	0,010	0,010	0,010	0,009
Ag	0,032	0,079	0,029	0,004	0,008	0,005	1,954	1,951	1,966	1,946	1,952	3,017	0,992	0,989	0,025	0,031	0,027	0,030	0,030	0,034
Te	1,005	0,955	0,994	1,009	1,001	1,012	0,971	1,023	1,010	1,027	1,008	2,016	2,007	2,016	1,946	1,954	1,984	1,999	1,975	1,942
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Se	0,001	0,006	0,000	0,005	0,003	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,006	0,006	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002

APr = Zone altération proximale «rougeâtre»; V = veine de quartz-carbonate-tourmaline aurifère

Tableau D8 : Analyses de quelques grains d'or

No. Lame	TRIANGLE							CHEMINÉE No4		
	TM-14-18							P4-29-05		
	2	6	10	13	16	19	22	11	14	15
Occurrence	V	V	V	V	V	V	V	APr	APr	APr
Fe	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,03	0,54	1,29	2,13
Zn	0,04	0,10	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,17	0,00	0,00
Cu	0,00	0,09	0,00	0,00	0,08	0,09	0,11	0,00	0,25	0,14
Au	82,50	85,98	86,70	87,28	88,11	85,43	86,32	90,18	90,90	89,70
Bi	0,66	0,76	0,66	0,73	0,73	0,71	0,64	0,78	0,52	0,78
Ag	12,62	11,34	11,22	11,10	11,12	12,45	10,36	7,08	12,90	5,92
Te	0,11	0,12	0,11	0,01	0,12	0,04	0,05	0,07	4,42	2,74
As	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03	0,03	0,05	0,02	0,03	0,05
Se	0,03	0,08	0,02	0,05	0,02	0,04	0,00	0,00	0,02	0,03
Total	95,95	98,47	98,75	99,20	100,20	98,84	97,55	98,84	110,32	101,50
Ratio Au/(Au+Ag)	0,867	0,883	0,885	0,887	0,888	0,873	0,893	0,927	0,876	0,938
Composition chimique en terme de % atomique										
Fe	0,000	0,000	0,142	0,000	0,000	0,063	0,089	1,800	3,570	6,610
Zn	0,108	0,284	0,000	0,000	0,000	0,056	0,000	0,490	0,000	0,000
Cu	0,000	0,256	0,000	0,000	0,213	0,259	0,306	0,000	0,600	0,380
Au	77,450	79,323	80,133	80,487	80,364	78,012	81,084	84,740	71,460	78,940
Bi	0,584	0,658	0,573	0,636	0,629	0,611	0,566	0,690	0,380	0,650
Ag	21,629	19,108	18,927	18,685	18,515	20,764	17,765	12,140	18,510	9,510
Te	0,156	0,173	0,160	0,010	0,168	0,059	0,066	0,110	5,370	3,720
As	0,005	0,005	0,013	0,076	0,065	0,080	0,124	0,040	0,060	0,120
Se	0,068	0,193	0,053	0,106	0,045	0,096	0,000	0,000	0,040	0,070

V = Veine de quartz-carbonate-tourmaline aurifère; APr = Zone altération proximale

ANNEXE E – Tableau synthèse des observations pétrographiques (échantillons non-altérés) au microscope

Tableau E1 : Synthèse des observations pétrographiques au microscope des échantillons non-altérés

Lithologie	Lames observées	Textures	Minéralogie et particularités
Tuf de Triangle	TM-38-02, 03, 04, 09; T-42-02, 05	Granulométrie fine. Textures variées : Tuf à lapillis, lapillis - blocs , bombes et cristaux de plagioclases	- 10 à 40% fragments subarrondis à subangulaires, de taille (2 - 15 cm) variables. Composition: quartz-feldspath microcristallins, accompagné de chlorite - épidote ± biotite - amphibole. - Abondance de vésicule variable (<1 - 25%). - Composition de la matrice qui contient les fragments: épidote - quartz - plagioclase (parfois microphénocristaux) - chlorite - biotite - amphibole. - Tr à 3% d'oxydes très fins; Ilmenite - sphène (faible altération en leucoxène-anatase) ± apatite.
Diorite porphyrique précoce	P4L-06-01, 02	Texture primaire conservée. Texture primaire: Porphyrique à plagioclase Autre texture: Bréchique (au contact avec le gabbro) Pseudomorphique	- 35 à 40% de phénocristaux de plagioclase. Habitus sub-idiomorphe, Dmoy = 2mm (0,5 - 3mm). Saussuritisation moyenne à forte. - 5 à 10% de pseudomorphe de minéraux mafiques (Ca-amphibole?), sections losangées, Dmoy = 1mm. Remplacement par chlorite - épidote - carbonate ± ilménite. - ± 50 à 60% de matrice microcristalline, composition: quartz > feldspath + quantités variables chlorite ± micas blancs. - Tr à 1% ilménite - sphène (altération en leucoxène-anatase d'intensité variable) ± apatite.
Diorite leucocrate	TM-14-01,02; TML-14-01; TML-42-01; TML-37-01; TML-38-01; JD-2017-01; TM-82-02; TML-09-01; TM-101-01; TML-159-01; TML-293-01	Textures primaires conservées. Texture primaire dominante: Porphyrique à plagioclase Autre texture primaire: Microporphyrique à quartz	- 40 à 50% de phénocristaux de plagioclase (andésine; An ₃₈), maclés et zonés. Habitus idiomorphe à sub-idiomorphe, Dmoy = 2 mm (1 - 4 mm). Saussuritisation faible à moyenne. - 7 à 12% de microphénocristaux de quartz, habitus cubique sub-idiomorphe, recristallisation en sous-grains (localement), Dmoy = 0,7 mm (0,5 - 1 mm). - 5 à 15% de ferromagnésiens (biotite > chlorite) en amas (sub-millimétrique - 1,5 mm), inclusions locales de zircon et/ou aiguilles de rutile. - Tr à 5% d'épidote xénomorphe de taille variable en association spatiale avec la biotite. - 30 à 40% de matrice microcristalline quartzo-feldspathique (quartz > feldspath), taille équigranulaire. - Tr à 1% d'ilmenite > sphène (faible altération en leucoxène - anatase) ± apatite.
Diorite intermédiaire	P4L-17-03,04; TM-46-01; TM-59-01; TM-65-01; TM-73-02; JD-2017-04; TML-216-01	Texture primaire conservée. Texture primaire (2 faciès) : 1) Porphyrique à plagioclase 2) Microporphyrique à plagioclase Dans ces deux faciès, les plagioclases sont localement glomérporphyriques.	- 30 à 45% de phénocristaux (ou microphénocristaux) de plagioclases, maclés, zonés (localement). Habitus idiomorphe à sub-idiomorphe, Dmoy = 1,5 mm (≤1 - 3 mm). Saussuritisation à divers degrés d'intensité. - 10 à 20% de ferromagnésiens (chlorite > biotite) en amas (0,3 - 1 mm) pseudomorphes (amphiboles). - 5 à 10% d'épidote xénomorphe fine en association spatiale avec les ferromagnésiens. - ≤3% pseudomorphes (amphiboles ?), remplacés par ferromagnésiens ± épidote ± oxyde de titane. - 35 à 45% de matrice microcristalline, composition quartzo-feldspathique (quartz > feldspath) ± 10% d'épidote ± fines paillettes de séricite. - Tr ilménite > sphène (faiblement altérée en leucoxène - anatase) ± apatite.

Tableau E2 : Synthèse des observations pétrographiques au microscope des échantillons non-altérés

Lithologie	Lames observées	Textures	Minéralogie et particularités
Diorite mélanocrate	SO-005-01; TML-63A-02; TM-122-01; JD-2017-02; TM-174-01	<p>Texture primaire conservée.</p> <p>Texture primaire: Porphyrique à plagioclase</p>	<ul style="list-style-type: none"> - ≤20 à 40 % de phénocristaux de plagioclase communément maclés, parfois zonés. Habitus sub-idiomorphe, Dmoy = 1,5 mm (0,5 - 3 mm). Saussuritisation faible à moyenne. - 30 à 55% ferromagnésiens (biotite > amphibole calcique > chlorite), typiquement en amas et plus localement en grains xénoblastiques (Dmoy = 0,2 mm). Proportion respective : biotite (15 à 30%) > amphibole calcique (10 à 20%) ≥ chlorite (tr à 7%). La chlorite contient inclusions biotite et biotite contient inclusions zircons et rutile. - 1 à 3% de phénocristaux d'amphibole calcique (Dmoy = 1 - 2,5 mm), remplacés par biotite - épidote ± chlorite. - Tr à 3% d'agrégats de quartz (Dmoy = 0,3 mm), habitus irrégulier, origine (primaire ou secondaire) ambiguë. - 20 à 35% de matrice microcristalline, composition: quartz-feldspath (15 - 20%) ≥ épidote (7 -15%) > séricite (tr - 2%). - Tr à 2% sphène ≥ ilménite (faible altération en leucoxène - anatase) ± zircon ± apatite.
Gabbro	P4L-02B-01,13-01, 024-01, 34-01; JD-2017-03, 05; P4-24-01, 02; P4-28-01; P4-29-01	<p>Texture primaire partiellement conservée.</p> <p>Texture primaire: Interstitielle</p> <p>Autre texture: Pseudomorphique Micrographique</p>	<ul style="list-style-type: none"> - 40 à 50% pseudomorphes de plagioclase. Habitus sub-idiomorphe à idiomorphe, Dmoy = 1.5 mm (0,5 - 3 mm). Saussuritisation forte. - 1 à 5% de feldspath xénomorphe à sub-idomorphe, (Dmoy = 0,5 mm). Saussuritisation faible. - ±10 à 20% chlorite interstitielle, xénomorphe, en amas (pseudomorphe amphibole ?). - Quantité variable d'épidote, pseudomorphe du plagioclase + 3 - 7% épidote xénomorphe en grains (ou amas) Dmoy = 0,2 mm en association spatiale avec la chlorite. - ≤1 à 3% d'agrégats de quartz origine (primaire ou secondaire) ambiguë, Dmoy = 0,3 mm. - 20 à 30% de minéraux quartzo-feldspathiques (feldspath > quartz) microcristallins. - 2 à 7 % titanomagnétite avec des exsolutions ilménite + produits d'altération (leucoxène-anatase). - Présence locale de texture micrographique en bordure de certains plagioclase.
Dyke porphyre feldspathique	TM-41-01; TM-61-01; TM-173-01	<p>Texture primaire conservée.</p> <p>Texture primaire: Gloméroporphyrique à plagioclase</p>	<ul style="list-style-type: none"> - 15 à 30% de phénocristaux gloméroporphyriques de plagioclases, communément maclés, parfois zonés. Saussuritisation moyenne à forte, sub-idomorphe, taille variable (3 - 10 mm). - ± 75% de matrice, composition: 50 à 55% de quartz < feldspath, 5 à 20% d'amas de chlorite diffus et 3 à 15% d'épidote xénomorphe. - Traces à 1% d'ilménite > sphène (faible altération en leucoxène - anatase) et apatite. - Tr à 5% de yeux de quartz bleu (1 - 2 mm).

ANNEXE F – Tableau synthèse des observations pétrographiques (assemblages d'altération hydrothermale) au microscope

Tableau F1 : Synthèse des observations pétrographiques au microscope des zones d'altération hydrothermale

Lithologie	Altération distale			Altération proximale			
	Tuf	Diorite	Gabbro	Tuf	Diorite	Gabbro	Gabbro
	(Chl - Cb - Mb ± Ep)	(Chl - Cb - Mb)	(Ab - Cb - Chl - Mb ± Ep)	«beige» (Mb - Cb - Py)	«beige» (Mb - Cb - Py)	«rougeâtre» (Ab - Cb - Mb - Py)	«grisâtre» (Mb - Cb - Chl - Py)
Minéralogie Lames observées	5	7	12	12	14	12	11
Plagioclase ¹	15 - 25	35 - 40	35 - 40	5 - 15	25 - 30	40 - >55	tr - 3
Quartz	15 - 25	25 - 30	10	15 - 20	25 - 30	5	5
Chlorite ²	25 - 30	12 - 20	15 - 25	≤ 5 - 7	tr - 2	2 - 7	3 - 10
Épidote	5 - 15	tr - 1	3 - 10	tr	tr	tr	tr
Mica blanc	5 - 10	7 - 15	5 - 15	25 - 40	20 - 30	10 - 20	55 - 60
Mica vert				tr			
Carbonate	5 - 15	5 - 7	5 - 15	20 - 30	10 - 20	10 - 25	12 - 25
Tourmaline				tr - 5	tr - 2	tr - 2	tr - 2
Pyrite	tr - 3	tr - 2	tr - 1	3 - 7	2 - 5	3 - 7	3 - 7
Titanite - Ilmenite	≤ 3	tr					
Leucoxène - anatase	tr	tr - 1	2 - 5	≤ 3	tr - 1	2 - 7	2 - 7
Apatite	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Titanomagnétite			1 - 3				
Hématite ³						tr - 1	tr ⁴

Chl = Chlorite; Cb = Carbonate; Mb = Micas blancs; Ep = Épidote; Ab = Albite; Py = Pyrite

1) Les plagioclases sont principalement altérés en mica blanc. Dans le gabbro de la Cheminée No. 4, on observe typiquement une augmentation de l'irrégularité des bordures qui s'accompagne d'une diminution de la taille des plagioclases entre les faciès non altérés et altérés (altération distale ≤ 1 mm; altération proximale 0,5 - 1 mm).

2) Dans les faciès d'altération proximale, on observe localement la présence de chlorite (entre autres dans certaines ombres de pression de cubes de pyrite). Cette chlorite est vraisemblablement d'origine hydrothermale et est stable avec les micas blancs et les carbonates présents.

3) L'hématite se présente en fines inclusions «dusting» dans les plagioclases ainsi que dans la matrice et induit une teinte rougeâtre à la roche. Par endroits, on observe des quantités mineures d'hématite en produits d'altération des oxydes.

4) Typiquement absents, quelques grains d'hématite sont localement présents en fines inclusions dans les plagioclases et en produits d'altération des oxydes.

ANNEXE G – Résultats du calcul des bilans de masse

Tableau G1 : Résultats du calcul des bilans de masse – Tuf de Triangle

Analyses	SiO₂ g/100g	CaO g/100g	K₂O g/100g	Na₂O g/100g	MgO g/100g	CO₂ g/100g	S g/100g	Fe₂O₃ g/100g
<i>Échantillons représentatifs du protolithe</i>								
TM-38-08	7,35	-1,05	-0,06	0,22	0,04	0,44	-0,25	-0,23
TM-38-09	-2,88	-1,71	0,15	0,12	0,48	-0,12	0,02	0,95
TM-38-10	-4,76	-1,30	0,06	0,48	0,70	-0,31	-0,21	-0,15
TM-38-11	13,70	-1,65	0,14	0,66	0,53	-0,29	-0,16	0,04
TM-38-12	0,45	0,21	0,20	0,13	0,60	-0,30	1,39	4,15
TM-38-13	3,08	-1,04	-0,53	-0,57	0,05	0,00	0,30	-0,84
TM-38-17	-2,37	-0,67	-0,09	0,30	-0,45	0,08	-0,11	-1,18
TM-38-18	1,92	0,10	0,10	0,40	-0,82	-0,21	-0,22	-1,48
2344400	-1,06	4,10	-0,06	-1,32	-0,44	-	-	3,28
2344413	5,00	-3,69	-0,14	1,47	-0,25	-	-	-4,50
T-42-01	-4,65	-0,72	0,37	-1,14	0,32	-0,31	-0,42	0,79
T-42-02	-1,80	-2,07	0,16	-0,47	0,36	-0,31	-0,04	1,37
T-42-03	-0,63	2,64	0,71	-0,90	-0,25	0,65	-0,18	1,20
T-42-04	-4,25	-1,94	0,11	-0,28	-0,04	-0,32	-0,10	-0,18
T-42-05	-6,52	3,09	0,08	0,57	-0,23	0,75	0,24	-0,65
T-42-06	-1,69	1,40	-0,23	0,33	0,48	-0,11	-0,03	-0,17
T-42-07	-1,49	1,09	-0,54	0,37	-0,95	0,17	-0,01	-1,99
T-42-08	-2,92	2,30	-0,45	-0,72	-0,68	0,17	-0,23	-1,23
<i>Échantillons représentatifs de la zone d'altération distale</i>								
TM-14-33	5,27	-3,44	0,21	1,05	1,42	3,25	-0,15	3,03
TM-38-03	-0,62	2,74	-0,35	0,52	1,87	7,09	0,10	1,73
TM-38-04	3,55	-1,47	1,27	-0,40	1,23	4,86	-0,31	0,68
TM-38-05	-5,84	-2,15	1,08	-0,16	0,54	4,40	-0,29	-0,89
TM-38-06	8,24	1,67	0,56	0,50	0,63	7,06	0,14	-0,93
TM-38-07	4,58	-1,04	0,11	0,10	0,30	4,30	0,63	-1,27
TM-38-14	0,78	-0,03	-0,44	-0,57	0,22	0,93	0,01	-0,19
TM-38-15	2,24	-2,19	-0,31	0,13	0,71	2,09	-0,34	0,24
TM-38-16	3,15	-1,83	0,48	0,85	0,39	3,93	-0,32	0,15
T-42-09	-1,41	1,51	-0,44	-0,14	-0,24	0,40	-0,21	-1,11
T-42-10	-3,84	5,14	-0,63	-0,45	-0,91	2,21	-0,21	-1,31
T-42-11	0,75	2,07	-0,64	-0,68	-0,64	0,60	-0,20	-1,17
T-42-12	-0,47	0,25	-0,55	-0,56	-0,70	0,17	-0,28	-1,31
<i>Échantillons représentatifs de la zone d'altération proximale</i>								
T-42-13	-1,28	0,92	1,69	-0,78	-0,76	6,97	1,16	-0,98
T-42-14	-13,74	-1,29	1,43	-0,24	-1,38	5,19	2,05	-2,59
TA-42-01	-10,18	-2,75	0,97	0,50	-1,74	3,39	2,02	-3,52
TA-161-01	-6,13	1,43	3,99	-1,99	0,42	13,68	2,85	0,20
TA-75-01	-5,93	1,81	2,84	0,53	0,32	14,28	5,43	1,89
TA-214-01	0,88	1,18	4,25	-1,77	0,53	13,55	4,85	1,24
TA-78-01	-9,01	-0,04	4,29	-1,93	-0,17	11,62	5,30	0,91
TA-84-01	-12,47	-0,64	4,03	-1,84	-0,35	11,15	3,73	-0,87
TA-151-01	-25,07	-5,29	3,54	-1,69	-2,87	4,21	4,54	-1,95
TA-97-01	-5,77	1,12	2,92	0,13	-0,09	13,17	4,47	0,71
TA-66-01	-22,79	0,15	2,66	-0,29	-1,05	11,24	1,64	-2,57

Tableau G2 : Résultats du calcul des bilans de masse – Diorite leucocrate

Analyses	SiO ₂ g/100g	CaO g/100g	K ₂ O g/100g	Na ₂ O g/100g	MgO g/100g	CO ₂ g/100g	S g/100g	Fe ₂ O ₃ g/100g
<i>Échantillons représentatifs du protolithe</i>								
TM-14-01	-4,43	-0,40	0,01	0,18	0,22	-0,46	-0,11	-0,19
TM-14-03	2,76	-0,31	0,20	0,64	0,37	-0,01	-0,01	0,19
TM-14-04	-1,20	-0,24	-0,02	-0,08	0,21	-0,06	-0,14	-0,08
TM-14-05	0,77	-0,23	-0,37	0,29	0,18	1,32	-0,12	0,00
TM-14-06	1,95	-0,43	-0,24	-0,02	-0,09	1,33	-0,14	-0,01
TM-14-07	2,19	-0,47	-0,56	0,44	0,29	0,81	-0,14	0,20
TM-14-14	-4,25	-0,01	0,29	-0,63	0,02	0,78	-0,14	-0,08
TM-14-15	-6,19	-0,28	0,15	-0,63	-0,02	-0,66	-0,06	-0,01
TM-14-16	0,40	-0,25	0,35	-0,32	0,01	-0,75	0,05	0,02
TM-82-01	4,41	0,18	-0,28	0,70	0,00	-0,21	0,13	-0,03
TM-82-02	10,14	-0,24	0,15	1,19	-0,22	-0,06	0,17	-0,17
TM-101-01	2,98	-0,31	0,23	-0,29	-0,09	-0,44	-0,12	-0,08
TM-101-02	4,56	-0,13	0,31	-0,33	-0,07	-0,53	-0,09	0,04
TML-38-01	-5,52	0,33	-0,21	-0,22	0,03	-0,27	0,17	0,16
TML-42-01	-3,46	0,29	0,10	-0,34	-0,03	-0,46	-0,03	0,02
TML-42-02	-3,81	0,24	0,05	-0,53	-0,05	-0,47	-0,02	0,00
2344433	0,81	0,16	0,33	-0,02	0,00	-	-	0,18
2344415	-0,31	0,12	0,32	-0,37	-0,03	-	-	0,16
2344434	5,69	-0,30	0,25	0,11	0,02	-	-	0,15
JD-2017-01	1,76	0,34	0,16	-0,20	-0,06	-0,74	-0,14	-0,13
T-42-31	2,88	0,19	0,02	0,43	-0,05	0,75	-0,10	-0,09
TML-09-01	-12,35	0,41	-0,58	-0,71	-0,38	0,16	-0,03	-0,25
TML-159-01	-0,15	-0,17	0,25	0,41	0,16	0,78	-0,02	-0,09
TML-293-01	-7,05	0,50	-0,84	0,01	-0,39	-0,38	0,75	-0,16
TML-37-01	10,20	0,62	-0,03	0,45	-0,07	0,28	0,09	0,06
<i>Échantillons représentatifs de la zone d'altération distale</i>								
TM-14-09B	-7,53	0,19	0,73	-0,93	-0,31	1,90	0,11	-0,06
TM-14-13	3,96	-0,04	0,42	-0,51	0,01	0,42	-0,10	0,05
TM-14-27	2,13	0,87	0,53	-0,24	-0,55	2,76	0,24	-0,36
TM-42-01	3,54	0,69	1,04	-0,40	-1,01	2,79	0,83	-0,13
TM-42-07	2,08	0,14	0,67	-0,74	-0,04	2,56	0,53	0,14
TM-42-11	4,07	-0,24	0,17	0,28	0,02	0,86	-0,13	0,14
T-42-16	-2,87	0,09	-0,51	-0,06	-0,23	1,29	-0,04	-0,23
T-42-19	4,98	0,13	-0,31	0,25	-0,06	0,97	-0,09	-0,10
T-42-20	-0,76	0,02	-0,63	-0,08	-0,16	0,35	0,04	-0,27
T-42-21	2,84	0,25	0,53	-0,29	-0,20	2,47	0,21	-0,21
T-42-23	4,07	0,26	-0,39	0,54	-0,21	0,95	0,03	-0,27
T-42-24	5,02	0,23	-0,25	0,54	-0,10	1,21	0,10	-0,08
T-42-27	1,96	0,13	-0,08	0,16	0,06	1,43	-0,05	-0,02
T-42-28	13,13	0,37	0,40	0,71	0,16	1,52	-0,14	0,10
T-42-29	3,03	0,45	0,82	-1,16	-0,15	1,93	0,05	-0,15
T-42-30	-0,27	-0,46	0,10	0,12	-0,09	0,76	-0,14	-0,21
<i>Échantillons représentatifs de la zone d'altération proximale</i>								
TM-14-08	-8,86	-0,09	0,26	-0,24	-0,06	3,52	0,59	-0,02
TM-14-09	-1,90	0,19	0,59	-0,55	0,04	4,06	0,49	0,07
TM-14-10	-5,13	-0,30	1,08	-1,38	-0,06	3,64	0,36	-0,17
TM-14-11	0,33	0,06	0,66	-0,56	-0,16	3,25	0,43	0,12
TM-14-12	-1,16	0,16	0,44	-0,71	-0,25	3,20	-0,02	0,01
TM-14-28	-7,22	1,45	1,26	-2,56	-0,40	3,35	0,01	-0,41
TM-14-29	-3,87	1,48	0,93	-1,29	-0,83	2,72	-0,13	-0,74
TM-14-31	-3,49	0,39	1,08	-1,28	-0,14	2,88	0,39	-0,05
TM-14-32	-6,96	0,43	1,35	-2,10	-0,82	2,06	0,21	-0,65
TM-42-02	3,55	0,63	1,15	-0,59	-0,43	3,42	0,45	-0,19
TM-42-03	3,91	0,51	0,76	-0,14	-0,23	3,79	0,60	-0,10
TM-42-04	-8,84	0,91	1,33	-2,34	0,48	5,29	0,27	0,15
TM-42-05	2,11	-0,34	0,90	0,28	-0,16	3,13	0,90	0,07
TM-42-08	-21,72	0,09	1,19	-0,38	-0,30	3,19	0,59	-0,59
TM-42-10	2,87	2,02	1,25	-0,61	-1,30	2,05	0,61	-0,95
T-42-15	-2,94	1,08	0,99	-1,59	-0,60	2,57	0,34	-0,02
T-42-17	0,45	0,24	0,61	0,10	-0,23	3,60	0,63	-0,25
T-42-22	3,19	0,24	0,63	0,34	-0,16	3,53	0,89	-0,09
T-42-26	-1,22	0,22	0,99	-0,71	-0,46	2,89	0,01	-0,70

Tableau G3 : Résultats du calcul des bilans de masse - Gabbro

Analyses	SiO ₂ g/100g	CaO g/100g	K ₂ O g/100g	Na ₂ O g/100g	MgO g/100g	CO ₂ g/100g	S g/100g	Fe ₂ O ₃ g/100g
<i>Échantillons représentatifs du protolithe</i>								
P4-24-12	7,32	1,87	-0,02	-0,62	1,14	0,25	0,00	2,55
P4-24-13	11,56	4,04	-0,03	-0,54	1,45	0,71	-0,01	3,66
P4-28-01	16,63	4,04	0,01	0,20	3,33	0,46	0,04	6,45
P4-28-02	-9,47	-3,11	0,02	0,13	-1,20	-0,21	0,00	-2,79
P4-28-14	-2,10	-0,17	0,02	-0,18	-1,10	-0,48	0,01	-1,71
P4-28-15	-2,45	-2,13	0,10	1,40	-1,18	0,34	0,01	-1,90
P4-29-01	-2,78	-1,04	-0,01	0,09	-1,06	-0,49	0,05	-1,91
2344435	3,50	1,69	-0,02	-0,47	0,40	-	-	1,09
2344437	2,52	0,85	-0,02	-0,51	0,16	-	-	0,77
2344438	-7,49	-3,87	0,07	0,62	-0,29	-	-	-2,14
JD-2017-03	-9,22	-3,16	0,00	0,21	-1,22	-0,28	0,00	-2,73
P4L-02401	-3,63	-0,15	-0,05	-0,83	-0,14	-0,38	0,00	-0,42
P4L-02B-01	1,81	1,14	-0,05	-0,39	0,95	0,52	-0,03	1,58
P4L-13-01	10,63	3,83	-0,05	0,21	2,04	-0,41	-0,02	3,71
P4L-34-01	7,25	2,82	0,05	0,46	1,04	-0,55	-0,03	0,99
<i>Échantillons représentatifs de la zone d'altération distale</i>								
P4-24-05	5,88	-0,87	0,07	1,40	1,88	3,36	0,01	1,38
P4-24-06	-0,30	-0,41	0,11	0,75	0,77	2,35	-0,01	0,32
P4-24-07	4,40	-3,62	0,05	1,66	1,85	0,66	0,02	2,36
P4-24-08	9,49	1,76	0,45	1,87	1,65	5,24	-0,02	2,78
P4-24-11	6,02	0,99	0,16	1,31	0,76	3,06	-0,01	1,84
P4-24-14	13,60	5,27	-0,05	0,49	1,48	3,37	-0,02	4,17
P4-24-15	6,91	2,59	0,42	0,55	0,74	4,91	0,05	1,64
P4-28-03	-4,45	-2,18	0,57	0,42	-0,65	2,62	-0,01	-2,19
P4-28-04	-5,04	-2,34	0,41	1,09	-1,20	1,91	-0,01	-2,40
P4-28-05	-4,12	-2,72	0,17	1,11	-0,50	2,05	0,01	-1,69
P4-28-06	-10,41	-2,23	0,47	-0,44	-0,53	2,08	0,44	-2,71
P4-28-07	-5,05	-3,52	0,43	1,09	-0,82	1,53	-0,01	-2,93
P4-28-08	-2,32	-3,56	0,56	0,52	-0,81	1,36	0,06	-3,21
P4-28-11	-1,23	-2,56	1,26	-0,58	-0,79	2,18	0,02	-2,77
P4-28-12	-3,53	0,15	0,09	0,02	-1,15	1,93	0,01	-1,97
P4-29-03	-10,60	-2,99	0,14	0,60	-1,02	1,45	-0,01	-3,50
P4-29-04	-6,58	-2,24	0,16	0,90	-0,94	1,61	-0,01	-1,93
P4-29-05	-7,94	-2,15	-0,01	0,55	-0,91	0,87	-0,02	-2,62
P4-29-06	-6,07	-0,55	0,08	-0,17	-1,03	1,63	-0,01	-2,35
P4-29-08	-9,68	-3,13	0,12	1,01	-1,01	1,58	0,03	-2,37
P4-29-09	-9,51	-1,66	0,21	0,03	-1,07	1,87	0,04	-2,36
P4-29-10	-9,22	-1,51	0,04	0,00	-0,97	-0,58	0,03	-2,03
P4-29-11	-9,26	-2,48	-0,02	0,82	-1,20	0,98	0,05	-3,00
P4-29-12	-8,34	-1,61	0,08	0,60	-1,03	2,39	0,16	-2,24
P4-29-13	-9,10	-2,10	0,09	0,23	-0,93	1,79	0,02	-2,09
P4-29-14	-10,73	-2,58	0,01	0,72	-0,99	1,85	0,04	-2,80
P4-29-15	-11,86	-3,00	0,22	0,41	-0,97	1,70	0,20	-3,17
P4-29-16	-10,38	-3,15	0,02	0,73	-0,91	0,93	0,06	-2,89
<i>Échantillons représentatifs de la zone d'altération proximale</i>								
P4A-29-01	-22,96	2,51	0,38	1,11	-2,93	5,98	4,52	-5,21
P4A-29-02	-22,52	0,53	1,37	0,41	-0,73	8,22	0,09	-5,86
P4A-24-01	-13,56	-2,53	0,62	1,99	-1,99	1,34	3,71	-4,09
P4A-04-01	-7,60	-3,30	1,17	2,07	-1,38	1,64	5,15	-0,59
P4A-28-01	-9,17	-3,24	0,61	2,80	-2,61	1,25	-	-3,00
P4A-46-01	7,04	-2,57	0,85	4,20	-1,74	2,23	5,93	-0,32
P4A-46-02	-16,52	-4,96	0,06	2,57	-2,66	0,61	3,33	-6,69
P4A-44-01	-8,50	-3,49	0,77	2,71	-2,29	3,27	5,26	-3,02
P4A-42-01	-14,38	-2,97	0,42	1,65	-1,23	0,99	5,39	-0,13